

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus
Band: 11 (1961)

Artikel: Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus)
Autor: Fisch, Werner P.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1046732>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 12.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales

(Kt. Glarus)

WERNER P. FISCH

aus Bühler (App. A. Rh.)

Vorwort

Auf Anregung der Herren Professoren Dr. R. STAUB † und Dr. R. TRÜMPY begann ich mit dieser Arbeit im Sommer 1954. Die Feldaufnahmen erfolgten sodann mit Unterbrechungen, die durch praktische Arbeiten bedingt waren, in den Sommermonaten 1956—1958. Einige Kontroll- und Vergleichsbegehungen wurden noch im Sommer 1959 durchgeführt.

Die Aufnahmen wurden am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich ausgewertet, wo auch die Belegsammlung und das Original der Feldkartierung deponiert sind.

Die Leitung der Arbeit übernahm Herr Prof. Dr. R. TRÜMPY. Auf zahlreichen Exkursionen und bei Diskussionen am Institut bewies er großes Interesse an allen Problemen, wofür ich ihm an erster Stelle danken möchte.

Zu besonderem Dank bin ich auch den Herren Professoren Dr. A. GANSSER und Dr. R. STAUB verpflichtet, deren Anregungen und Hinweise mir eine bedeutende Hilfe waren.

Herrn J. NEHER verdanke ich die tatkräftige Mithilfe bei den Schliffuntersuchungen; M. ZIEGLER war mir bei der Anfertigung der Textfiguren behilflich. Ferner gilt mein Dank auch den Terrainkameraden F. FREY, R. HUBER und H. P. SCHIELLY.

Besonderen Dank schulde ich aber meinen Eltern, die mir das Studium ermöglichten. Auch meiner lieben Frau danke ich für ihre Mithilfe im Felde und bei der Redaktion dieser Arbeit.

Der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus verdanke ich die Aufnahme dieser Arbeit in ihre «Mitteilungen Nr. XI».

Einleitung

a) GEOGRAPHISCHE LAGE

Das Kartierungsgebiet liegt östlich des Sernftales und wird begrenzt durch folgende Gipfel des Grenzkammes zwischen Glarus und St. Galler Oberland: Foostock—Wißgandstöckli—Goggeien—Rot Tor. Im Zentrum liegt der Gulderstock. Im W und SW schließen Widersteinerloch und unteres Mühlebachtal sowie das Sernftal diesen Raum ab. Kartiert wurde lediglich das Gebirge über der helvetischen Hauptüberschiebung.

Die Orts- und Flurnamen wurden nachstehenden Karten entnommen:

Landeskarte der Schweiz, 1 : 50 000, Blatt 237

(Walenstadt), Ausgabe 1954

Landeskarte der Schweiz, 1 : 50 000, Blatt 247

(Sardona), Ausgabe 1954

Landeskarte der Schweiz, 1 : 25 000, Blatt 1154

(Spitzmeilen), Ausgabe 1958

Für die Detailkartierung standen die Grundbuchpläne des Kantons Glarus im Maßstab 1 : 10 000 zu Verfügung (Blätter Engi, Mürtschen und Elm).

Als geologische Grundlage diente die «Geologische Karte des Kantons Glarus» 1 : 50 000 von J. OBERHOLZER (1942).

b) HISTORISCHES

R. STAUB veröffentlichte 1954 einen detaillierten historischen Überblick über die Entwicklung der geologischen Erkenntnisse im Glarnerland. Im Folgenden wird lediglich auf einige Autoren hingewiesen, die sich besonders mit dem Verrucano beschäftigten.

Das Verdienst, erstmals den Verrucano als selbständige Schichtgruppe erkannt zu haben, kommt zweifellos H. C. ESCHER von der Linth zu. 1807 stellte dieser Autor fest, daß im Sernftal «eine Art Grauwackeformation, deren Bindemittel ein meist ziegelroter Schiefer ist», unmittelbar auf die «Alpenkalksteinformation» aufgesetzt ist.

A. ESCHER führt 1836 die Bezeichnungen «Sernfkonglomerate» und

«Sernfschiefer» ein. 1841 äußert derselbe Autor die Ansicht, daß die Sernfkonglomerate mit dem Lias als eine «Decke» über die Nummuliten führenden Schiefer hinwegziehen.

Der Ausdruck «Verrucano» stammt von P. SAVI (1832); er verstand darunter die Konglomerate des Mte. Pisano bei Pisa. 1850—1853 übertrug B. STUDER diesen Begriff u. a. auch auf die roten Konglomerate und Schiefer des Sernftales. In der Folge wurde aber die Verwendung dieser Bezeichnung für alpine paläozoische Sedimente bis in die jüngste Zeit wiederholt kritisiert. O. HEER (1865) ersetzte den Verrucano durch die Bezeichnung «Sernifit», drang aber mit diesem Vorschlag nicht durch.

Das Alter des Typus-Verrucano selbst ist heute noch umstritten. Vorerst schrieb A. FUCINI (1915, 1924—25) auf Grund falscher Fossilbestimmungen diesem kretazisches Alter zu (Wealden). F. v. HUENE (1940) gelangte anhand von Reptilfährten in den höheren Horizonten des toskanischen Verrucano zur Ansicht, daß dieser in die Trias zu stellen sei. 1943 publizierte C. E. BURCKHARDT seine detaillierten geologischen Studien über den Mte. Pisano und wies dem Typus-Verrucano permisches Alter zu. Neuerdings wird aber diese Ansicht von L. TREVISAN (1955) bestritten; er stellt den ganzen toskanischen Verrucano wieder in die Trias.

Angesichts dieser verworrenen stratigraphischen Situation sowie der Tatsache, daß die Identität des Glarner Verrucano mit demjenigen des Mte. Pisano keineswegs erwiesen ist, wurde wiederholt die Ersetzung dieses Begriffes gefordert. Bis heute vermochte sich aber keine der vorgeschlagenen Ersatzbezeichnungen durchzusetzen.

Im Entwurf zum stratigraphischen Lexikon, den mir Prof. R. TRÜMPY freundlicherweise zur Einsicht überließ, wird vorgeschlagen, den Namen «Verrucano» als Gruppenbezeichnung weiter zu verwenden, wobei die einzelnen Formationen durch Ortsnamen näher bezeichnet werden sollen (z. B.: Glarner Verrucano, usw.).

Nach 1850 beschäftigten sich vor allem G. THEOBALD (1867, 1869) und ALB. HEIM (1891) weiter mit dem Glarner Verrucano. Die ersten petrographischen Studien nahmen TH. SIMMLER (1862), E. STÖHR (1865) und L. MILCH (1892, 1896) vor. Von TH. SIMMLER stammen die ersten chemischen Analysen.

Interessante Beobachtungen veröffentlichte A. ROTHPLETZ 1898. In dieser Arbeit wird der Verrucano der Glarner Alpen aufgegliedert in eine «obere Gneisformation» (Ilanzer Verrucano s. l. mit Quarzporphyren des Piz da Dartgas) und in eine «untere Sernifitstufe» (rote Konglomerate, Quarzporphyre und Melaphyre). Zur «oberen Sernifitstufe» rechnete er

Rötidolomit und Quartenschiefer, also die Trias. In derselben Arbeit findet sich eine Ansicht des Weißmeilen, in der die roten, von «Transversalschieferung» durchsetzten Sernifitschiefer mit den darin eingelagerten, steilstehenden Sandsteinbänken zeichnerisch festgehalten sind. Außerdem entdeckte er den Bruch zwischen Magerrai und Goggeien.

R. BEDER untersuchte 1909 die basischen Eruptivgesteine der Freiberge. Er kam zum Schluß, daß es sich bei den Melaphyren im Glarner Verrucano um Ergüsse an der Erdoberfläche handeln müsse (S. 10).

Ab 1894 beschäftigte sich J. OBERHOLZER intensiv mit der Glarner Geologie. Die Resultate dieser gewaltigen, grundlegenden Arbeit wurden 1933 gesamthaft publiziert. OBERHOLZER gliederte den Verrucano nicht nur nach faziellen, sondern auch nach tektonischen Gesichtspunkten. Auf die Ansichten OBERHOLZERS werden wir noch im einzelnen eingehen.

M. BLUMENTHAL bearbeitete 1911 die Ringel-Segnesgruppe und unterteilte den überschobenen Verrucano in den «Plagioklasgneis» (unten) und in die «Sericitschiefer» (oben).

1924 publizierte F. WEBER die großartigen geologischen Karten des Tödi-Vorderrheintalgebietes und des Aarmassiv-Ostendes.

R. HELBLING revidierte 1938 die Tektonik der Glarner Alpen, allerdings ohne die Stratigraphie des Verrucano neu zu bearbeiten. Er postulierte eine Verrucano-Stammdecke, auf deren Rücken die mesozoischen Serien dank ihrer verschiedenen lithologischen Ausbildung — und der damit unterschiedlichen mechanischen Verhaltensweise — eigene Teildecken bilden (Lias-Decke, Dogger-Malm-Decke, Kreide-Decke, usw.).

1941 untersuchte TH. HÜGI die permischen Bildungen am Tödi (Ochsenstock). Seine Beobachtungen wurden durch H. WIDMER (1949) ergänzt.

Des weiteren bearbeitete R. U. WINTERHALTER den Verrucano der helvetischen Decken; abgesehen von einer vorläufigen Mitteilung (1943) sind seine Resultate nicht publiziert worden.

Einige Bemerkungen zu den Verrucano-Problemen finden sich in den Arbeiten von R. BRUNNSCHWEILER (1948, 1959).

R. TRÜMPY hatte sich ebenfalls mit der Stratigraphie und der Tektonik des Glarner Verrucano auseinandergesetzt; seine Ansichten wurden aber erst in W. BRÜCKNER et al. (1957) kurz umrissen. Manche stratigraphischen Bezeichnungen in den Arbeiten von G. C. AMSTUTZ und L. WYSSLING sind Feldbuchnamen TRÜMPYS.

L. WYSSLING gelang es 1950, den Verrucano zwischen Vorab und Vorderrheintal in mühsamer Detailarbeit aufzugliedern. 1954 erschien die

Publikation von G. C. AMSTUTZ über die Petrographie der Ergußgesteine des Freiberges, die er 1957 durch einige Bemerkungen über Stratigraphie und Tektonik ergänzte.

1954 stellte R. STAUB eine neue Synthese der Glarner Tektonik auf, welche die Diskussionen um die zahlreichen ungelösten Probleme der Glarner Geologie neu entfachte.

1959 schließlich veröffentlichte C. SCHINDLER in seiner umfangreichen Arbeit über den Glärnisch eine Gliederung des Verrucano der Glärnisch-Basis.

c) GEOLOGISCHER ÜBERBLICK ÜBER DEN VERRUCANO DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

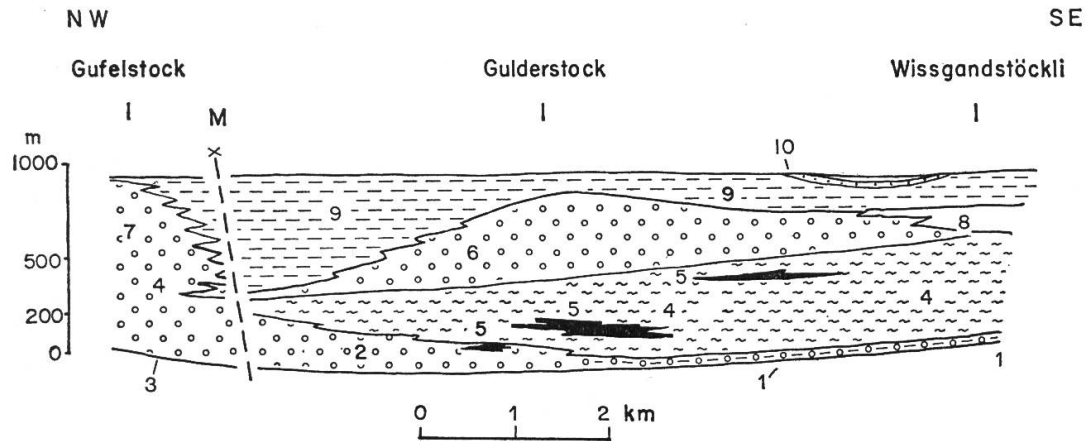
(vgl. Fig. 1 sowie Tafel I)

Die Glarner Hauptüberschiebung fällt vom Foostock (2450 m), ein großes Deckengewölbe bildend, auf ca. 1150 m ins Mühlebachthal ab. Dieses Gewölbe streicht über Piz Grisch—Piz Segnes—Piz Sardona in NNE-Richtung ungefähr parallel zum Verlauf des Gipsgrates. Auch in NNE-Richtung fällt die Hauptüberschiebung sehr rasch (ca. 12—17°). Im Krauchthal findet sich der nördlichste Aufschluß der Hauptüberschiebung auf der Ostseite im Nordwesten des Risetenpasses; auf der Westseite des Krauchbaches ist sie zum letzten Mal westlich der Werbenhütte sichtbar, während sie im hintersten Teil des Krauchtales unter Schutt durchzieht. Auf der Südseite des Gulderstockes kommt sie unterhalb der Alp Chamm (Ochsenfittern) zum Vorschein und läßt sich von dort bis zum letzten Aufschluß bei der Hatzgenbrücke im Mühlebachthal stückweise verfolgen. Bei sämtlichen Aufschlüssen konnte Lochseitenkalk in verschiedener Mächtigkeit gefunden werden (1—6 m). Im Detail ist der Verlauf der Hauptüberschiebung aus der Isohypsenkarte (Fig. 9, S. 68) ersichtlich.

Das Gebirge unter der Hauptüberschiebung besteht aus eingewickelter Sardonaflysch und der Blattengrat-Serie, welche von W. BISIG (1957) neu bearbeitet wurden. Im Osten wird die Basis des Verrucano bis in die Gegend westlich der Alp Oberfittern durch den sog. «Plagioklasgneis» gebildet. Die Mächtigkeit dieser basalen Partie schwankt zwischen 30 und 80 m. Im Westen tritt an Stelle des Plagioklasgneises ein

Fig. 1

Faziell-stratigraphische Übersicht über die ausgeschiedenen Abteilungen des Verrucano auf der Nordseite des Sernftales



1 «Plagioklasgneis», 2 Üblital-Sernifit, 3 Unt. Gufelstock—Sernifit, 4 Mären-Serie, 5 Spilite, 6 Fuggstock-Sernifit, 7 Ob. Gufelstock-Sernifit, 8 Fulen-Schiefer, 9 Schönbühl-Schiefer, 10 Quarzite, M: Murgseebruch

grobklastisches rotes Gestein, der sog. «Üblital-Sernifit». Seine Mächtigkeit nimmt nach Norden zu.

Über dem Plagioklasgneis wie auch über diesem tiefsten Sernifit folgt als wohl interessantestes Schichtglied des Verrucano eine heterogene Schiefer- und Phyllitserie, die «Mären-Serie». Sie läßt sich vom Foostock, wo sie die Gipfelkappe bildet, bis ins Widersteinerloch verfolgen. Auf der Südseite des Gulderstockes führt sie neben basischen Lavenbänken auch saure «quarzporphyroide» Einschaltungen. Die Mächtigkeit beträgt im Osten ca. 60 m. Diese Serie wurde noch in die Foostock-Schiefer (unten) und die Grisch-Schichten (oben) aufgliedert.

Das Hangende der Mären-Serie bildet der Fuggstock-Sernifit, benannt nach dem südöstlichen Vorgipfel des Gulderstockes, wo er seine größte Mächtigkeit erreicht (ca. 460 m). Nach Nordwesten läßt sich dieses Schichtglied verfolgen bis in das Widersteinerloch, im Osten bis in den Westhang des Wißgandstöckli. Vom Schönbüelstafel bis zum Fulen wird es ersetzt durch die Fulen-Schiefer, eine monotone violett-graue Schieferserie.

Der höchste Horizont des Verrucano besteht aus einer blutroten Schieferserie, den Schönbühl-Schiefern. Es ist dies die Schichtgruppe, welche die Trias (untersucht von R. BRUNNSCHWEILER), den Lias (bearbei-

tet von R. TRÜMPY) und am Rot Tor¹ sogar den Dogger (der gegenwärtig von Fräulein S. DOLLFUS studiert wird) trägt. Die Schönbühl-Schiefer lassen sich vom Fulengipfel nach Norden und nach Westen über das ganze Untersuchungsgebiet, ja sogar weit darüber hinaus verfolgen. Im Westen, ungefähr westlich der Linie Engi—Quarten, ist der Kontakt zum Liegenden allerdings tektonischer Natur.

Im Westen wird das Kartierungsgebiet begrenzt durch den von ALB. HEIM (1891) erkannten Bruch, der von der Widersteinerfurkel ins Üblital hinunterzieht. Der Gufelstock erscheint gegenüber dem östlichen Flügel (Rot Tor) gehoben und eventuell im Süden zurückgeblieben.

Aus dieser Zusammenstellung der Verrucano-Hauptelemente geht hervor, daß die Hauptüberschiebungsfläche ungefähr parallel zur Schichtung innerhalb des Verrucano läuft. In der Nähe des Glarner Deckenscheitels sind nur die älteren Schichtglieder (am Foostock Plagioklasgneis und ein Teil der Mären-Serie) erhalten; gegen Norden zu wird die Schichtreihe immer vollständiger, bis schließlich die Schönbühl-Schiefer am Wißgandstöckli als jüngstes Niveau die Unterlage der Trias bilden. Damit liegt auch der Schluß nahe, daß die Hauptüberschiebung wahrscheinlich einer lithologischen Grenze folgte, nämlich im Osten der Untergrenze des Plagioklasgneises und im Westen derjenigen des Üblital-Serniftes.

d) PROBLEMSTELLUNG

Der Zweck dieser Untersuchungen war ein zweifacher: Erstens sollte eine stratigraphische Gliederung des Verrucano aufgestellt werden, soweit dies der terrestrische Charakter dieser Sedimente gestattet; zweitens galt es abzuklären, ob der Verrucano der Glarner Schubmasse östlich der Linth und des Sernf in Teildecken zerfällt wie die nachtriadischen Sedimente. Diese zweite Frage konnte in negativem Sinn beantwortet werden. Anschließend sollen kurz die Gründe, die zu dieser Auffassung führten, und die sich daraus ergebenden Konsequenzen besprochen werden.

¹ Nach freundlicher Mitteilung von W. CAMENISCH, der die Orts- und Flurnamen im Sarganserland bearbeitete, wird dieser Berg erstmals 1552 erwähnt in einer im Doppel angefertigten Urkunde der Ortsgemeindearchive von Murg und Quarten, in der Schreibweise «rot or». Erst später (1562) taucht die nachher auch im T. A. verwendete Schreibweise «roitor» auf. Im Sernftal hört man oft die Ausdrucksweise «Rot Turre», die aber nach Ansicht von W. CAMENISCH kaum die ursprüngliche sein dürfte, und zwar aus lautlichen Gründen. (Änderung von u in o ist sehr unwahrscheinlich).

OBERHOLZER rechnete den Sernifit, der den Unterbau des Rot Tor und den Westfuß des Gulderstockes bildet, zur Glarner-Decke. Die hangenden Schiefer (Mären-Serie) betrachtete er dagegen bereits als zur Mürtschen-Decke gehörig (Fig. 4, S. 28). Dieselbe Auffassung vertrat auch R. TRÜMPY; ausgehend von Beobachtungen im Freiberg hielt er die ganze Sernifitmasse für eine jüngere Bildung als die Kärf-Äquivalente der Mären-Serie. Nach dieser Hypothese wurde der gesamte Sernifit mit dem sog. «Gipfelkonglomerat», welches am Kärf die Eruptivgesteine überlagert, parallelisiert.

Am Gufelstock sind die Schönbühl-Schiefer der Mürtschen-Decke nachweisbar auf den obersten Sernifit der Glarner-Decke überschoben. Dieser oberste Gufelstock-Sernifit wird diskordant von der Trias überlagert; die Schönbühl-Schiefer fehlen in der Glarner-Decke infolge prätriadischer Erosion. OBERHOLZER hat nun die Verhältnisse am Gufelstock, wo sich zwischen die Schönbühl-Schiefer der Mürtschen-Decke und den Glarner-Sernifit deckentrennende Trias einschaltet, auf diejenigen am Kontakt Üblital-Sernifit/Mären-Serie übertragen.

Im Verlaufe der Untersuchungen stellte sich aber heraus, daß der Sernifit des Üblital gegen oben allmählich in die Schiefer der Mären-Serie übergeht. Somit ist dieser Kontakt eindeutig stratigraphisch und fällt als Deckengrenze außer Betracht.

Die Fortsetzung der Trennung Glarner-/Mürtschen-Decke muß im Osten des Widersteinerloches innerhalb der Schönbühl-Schiefer gesucht werden. Daraus folgt, daß die Verrucano-Masse meines Untersuchungsgebietes aus einer normalen stratigraphischen Schichtfolge besteht, wobei lediglich die höchsten und zugleich jüngsten Elemente des Verrucano maximal 3—4 km mit ihrem Hangenden, den mesozoischen Gliedern der Mürtschen-Decke, nach Nordwesten vorglitten.

Die Unterscheidung eines «Glarner» und eines «Mürtschen»-Verrucano im Sinne OBERHOLZERS wird östlich der Linie Engi—Quarten illusorisch, da hier der «Mürtschen»-Verrucano das stratigraphisch Hangende des «Glarner»-Verrucano bildet. Nennt man mit R. TRÜMPY (1949) die durch disharmonische Bewegungen entstandenen Einheiten nicht mehr Teildecken, sondern Bewegungsstockwerke, so besteht im Grunde genommen nur eine Verrucano-Decke; man kann also mit R. HELBLING (1938) von einer Verrucano-Stammdecke sprechen. Die Aufspaltung der Glarner Schubmasse in Teildecken betrifft in erster Linie die nachtriadischen Serien, wobei die Tiefe der Trennung zwischen Glarner-Decke und Mürtschen-

schen-Decke einerseits — und zwischen Mürtschen-Decke und Axen-Säntis-Decke anderseits — in den jüngsten Schichten am größten ist, während sie in den ältesten, d. h. im tieferen Verrucano, überhaupt nicht mehr feststellbar ist. Im Detail werden diese Probleme in den Kapiteln Stratigraphie und Tektonik besprochen.

Von einer Behandlung der Morphologie wird in dieser Arbeit abgesehen, erstens weil aus technischen Gründen auf eine Darstellung des Quartärs in der geologischen Übersichtskarte verzichtet werden mußte, zweitens weil J. OBERHOLZER (1933) eine ausgezeichnete Übersicht über die Quartärbildungen der Glarner Alpen publizierte. Neuerdings bearbeitete E. HELBLING (1952) die Morphologie des Sernftales.

A. STRATIGRAPHIE

ALLGEMEINES

Da auch heute noch keine Fossilfunde vorliegen, die es erlauben würden, die Stellung der Verrucano-Gruppe in der stratigraphischen Zeitskala festzulegen, können nur indirekt aus den hangenden und liegenden Serien Rückschlüsse auf das Alter des Verrucano gezogen werden.

Wenn auch das Alter des Melser-Sandsteins, der den Verrucano diskordant überlagert, noch nicht ganz einwandfrei feststeht (die Zuordnung schwankt noch, je nach Autor, zwischen Buntsandstein und Hauptmuschelkalk; vgl. R. BRUNNSCHWEILER [1948] und R. TRÜMPY [1959]), so kann doch mit Sicherheit angenommen werden, daß der Verrucano vor der Trias zur Ablagerung gelangte.

Anderseits herrscht allgemein die Ansicht, daß der Verrucano stratigraphisch über die Bifertengrätli-Serie am Tödi gehört (B. G. ESCHER, 1911). W. J. JONGMANS (1950) konnte auf Grund einer Neubearbeitung des alten Fossilmaterials sowie anhand neuer Funde das Alter der Bifertengrätli-Serie als Westphalian D, z. T. als Unter Stephanian festlegen. Der Verrucano steht zwar am Tödi nirgends in direktem stratigraphischem Kontakt mit der Bifertengrätli-Serie, bzw. der Grünhorn-Serie (H. WIDMER, 1949), doch wird die Annahme, daß die Bifertengrätli-Serie älter als der Verrucano sein muß, dadurch erhärtet, daß andernorts die karbonartigen Serien stets unter dem Verrucano liegen (Culm d'Alp Rubi [R. TRÜMPY, 1944], Vorabgruppe [L. WYSSLING, 1950], Glärnisch [C. SCHINDLER, 1959]). Unter diesen Voraussetzungen kann man den Verrucano der Glarner Alpen zur Hauptsache als permische Bildung betrachten, wobei dessen tiefste Horizonte noch zum Karbon gehören können.

In den folgenden Kapiteln soll nun versucht werden, einen Teil dieser in bezug auf Entstehung und Charakter so merkwürdigen Bildungen lithologisch zu gliedern (vgl. Fig. 1, 4, 5).

Die Verrucanoablagerungen der Glarner Alpen sind vorwiegend terrestrischer Entstehung. Sie scheinen in einem Trog zum Absatz gelangt zu sein, dessen Längsachse in ungefähr nordwest-südöstlicher Richtung verlief. An den Trogrändern, d. h. im Nordwesten und Südosten finden sich die grobdetrischen Fraktionen: rote und grüne Brekzien und Fanglomerate. Im zentralen Ablagerungsraum herrschen violette, rote und grüne Schie-

fer vor, in die basische (spilitische) Eruptiva und Quarzporphyre eingeschaltet sind. Mittlere Korngrößen (z. B. Sandsteine) sind spärlich vertreten. Die höchsten Schieferhorizonte zeichnen sich durch das Vorherrschen tiefroter Oxydationsfarben aus.

Im Verlaufe der Untersuchung stellte sich heraus, daß im Raume zwischen dem Mühlebachthal und dem Gipfelgrat Wißgandstöckli—Foostock innerhalb der Verrucano-Gruppe keine großtektonischen Komplikationen bestehen. Es bot sich damit die Gelegenheit, ein «Standardprofil» von der Hauptüberschiebung weg bis hinauf in die Trias aufzunehmen. Trotz der i. a. sehr monotonen Entwicklung der Verrucano-Serien² werden jeweils einige Profile im Detail wiedergegeben. Dabei muß aber vorausgeschickt werden, daß die einzeln aufgeführten Horizonte nicht etwa über längere Strecken durchziehende Schichtglieder darstellen, sondern meist auf sehr kurze Distanz eine ganz andere Ausbildung annehmen können, wobei aber glücklicherweise der Gesamtcharakter der verschiedenen Serien trotzdem einigermaßen gewahrt bleibt. Die Feststellung der Schichtgrenzen wird — wenigstens im schiefrigen Verrucano — durch die intensive Druckschieferung (Clivage) noch zusätzlich erschwert.

Bei den großen Schwierigkeiten, die sich der Gliederung einer einzelnen Verrucano-Serie entgegenstellen, überrascht die sozusagen weltweite Gleichartigkeit dieser vermutlich zum größten Teil permischen Ablagerung um so mehr.

J. CADISCH (1953) wies auf die Analogien zwischen dem Glarner Verrucano und den permischen Sedimenten der mitteldeutschen Saar-Nahe-Mulde hin, wo zwischen oberem und unterem Perm basische und saure Eruptiva, im oberen Perm Konglomerate, Sandsteine und Schiefer vorkommen. R. TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et al., 1957) verglich den Sernifit mit dem Verrucano der Bergamasker Alpen und die Eruptiv-Serie des Freiberges mit dem Collio³. Auch R. STAUB (in W. BRÜCKNER et al., 1957) zog Vergleiche zwischen dem Bozener Porphyry, Collio und Grödener-Sandstein einerseits und dem Eruptivkörper des Kärpf und dem Sernifit anderseits.

Außer dieser auf den Vulkanismus abstellenden Vergleiche können aber auch klimatische Parallelen gezogen werden. R. TRÜMPY wies wiederholt darauf hin, daß die höheren Verrucanohorizonte (Schönbühl-Schie-

² Der deutsche Ausdruck «Serie» wird hier im Sinne des amerikanischen «formation»-Begriffes verwendet.

³ Anlässlich einer Exkursion konnten am Passo di Vivione zwischen Edolo und Clusone, Provinz Bergamo, spilitartige Laven gefunden werden. Interessanterweise zeigen dort die Feldspäte Zonarstruktur (sekundäre Albitisierung?).

fer) unter schärfer oxydierenden Bedingungen zum Absatz gelangten, analog zum deutschen und französischen Oberrotliegenden («Saxonien»). (H. J. SCHMASSMANN und O. BAYRAMGIL, 1945).

Kurz vor Abschluß dieser Arbeit erschien Band 48 der Geologischen Rundschau (1959), der dem permischen Vulkanismus gewidmet ist. Es sei an dieser Stelle nur kurz auf die Arbeiten von H. GALLWITZ, W. STEPHAN, H. BANK und H. U. BAMBAUER über das deutsche Perm und die Aufsätze von C. ANDREATTA und H. PICHLER über das Perm der Südalpen hingewiesen. Alle diese Arbeiten bestätigen die Berechtigung der von den genannten Autoren angestellten Vergleiche und ließen deren Anzahl noch beträchtlich vermehren. Besonders interessant sind die Resultate H. PICHLER's. Diesem Autor gelang es nachzuweisen, daß im ganzen Bozener Porphyrschild die Schicht- und Eruptivabfolge dieselbe bleibt, nämlich (von unten nach oben): Basalbildungen, basale Tuff-Serie mit basischen Vulkaniten (Unter Rotliegendes), Lagorai-Quarzporphyr (Mittl. Rotliegendes), Grödener Konglomerat und Grödener-Schichten (Oberrotliegendes). Diese Abfolge entspricht geradezu derjenigen des Verrucano der Glarner Alpen: Unterer Sernifit — Kärpf-Eruptivserie — Kärpf-Quarzporphyre — Gipfelkonglomerat bzw. oberer Sernifit — Schönbühl-Schiefer (Vergl. Schichtfolge des Freiberges S. 59).

Trotz dieser weitgehenden Analogien ist lithologischen Parallelisationen über weite Distanzen mit äußerster Vorsicht zu begegnen; ganz unzulässig erscheint es mir, aus den Lagerungsverhältnissen des einen Troges Rückschlüsse auf die Stratigraphie eines andern Vorkommens zu ziehen.

Die in den nachfolgenden Kapiteln innerhalb des helvetischen Verrucano angestellten Vergleiche sollen als rein lithologische Korrelationen gewertet werden; über den Verlauf der Isochronen kann vorderhand nichts ausgesagt werden.

Benennungen

Soweit immer möglich werden für die Charakterisierung der Gesteinstypen rein deskriptive Bezeichnungen benutzt, unter Vermeidung von Begriffen, die auf die Genese der betreffenden Ablagerungen Bezug nehmen; derartige Benennungen werden jeweils nur in Klammern beigelegt (z. B. Tuffe, Tuffite usw.). Die Herkunft des Materiales wird im Abschnitt «Genese» gesondert behandelt.

Unter nachstehenden Bezeichnungen wird folgendes verstanden:

Phyllite:	feinblättrige Tonschiefer von feinsten, auch mikroskopisch kaum mehr aufzulösender Zusammensetzung.
-----------	---

Tonschiefer:	kalkfreie homogene Schiefer.
Siltschiefer:	Schiefer, deren Komponenten zu einem großen Teil Durchmesser zwischen 0.002 und 0.06 mm besitzen; z. T. enthalten sie auch gröbere Körner.
Feinbrekzien:	Grob-Psammiten von makroskopisch erkennbaren eckigen Gesteinstrümmern unter 1 mm Ø.
Brekzien:	Gesteine, die zur Hauptsache aus eckigen bzw. schlecht gerundeten Trümmern zusammengesetzt sind. Korn größer als 1 mm Ø.
Sernifit:	wird für Serien verwendet, die zur Hauptsache von roten und grünen Feinbrekzien und Brekzien aufgebaut werden.
Plagioklasgneis:	Spezialbezeichnung für feldspatreiches, lauchgrünes Gestein von gneisartigem Habitus an der Basis des Verrucano im Ostteil des Untersuchungsgebietes.
Tuffe:	Ablagerungen, die auf vulkanische Aschenregen zurückzuführen sind.
Tuffite:	Mischgesteine von Tuffen und terrigen-detritischem Material
Quarzporphyroide:	quarzporphyrtartige Gesteine, bei denen es nicht feststeht, ob es sich um echte Quarzporphyre, Arkosen, Tuffe oder Tuffite handelt (Übernommen aus Exkursionsbericht der SGG 1957 S. 517).
Ignimbrite:	(= Welded Tuffs). Saure pyroklastische, aus Glutwolken abgesetzte Quarzporphyroide.
Fanglomerat:	grobdetritische Ablagerung eines Schuttfächers. Diese Bezeichnung kann für die meisten Sernifitbildungen verwendet werden.

Der Metamorphosegrad der Verrucanobildungen im Untersuchungsgebiet ist niedrig; an Mineral-Neubildungen findet sich praktisch nur Serizit, untergeordnet tritt — besonders im Osten — auch etwas Epidot auf.

I. Der Plagioklasgneis

a) Verbreitung

M. BLUMENTHAL (1911) führte die Bezeichnung «Plagioklasgneis» für die basale Abteilung des Verrucano in der Ringel-Segnesgruppe ein. Er versteht darunter ein lauchgrünes, dünnstiefrißiges Gestein, das Quarz- und Feldspateinsprenglinge (vorwiegend Albite) enthält. Durch das zur

Hauptsache aus Feldspäten bestehende Grundgewebe ziehen breite Serizitlagen.

Am Foostock baut der Plagioklasgneis bei einer Mächtigkeit von zirka 60 m den Steilabfall unter der schiefrigen Gipfelkappe auf. Unmittelbar über dem Lochseitenkalk ist das Gestein sehr stark verfältelt (vgl. Fig. 2)

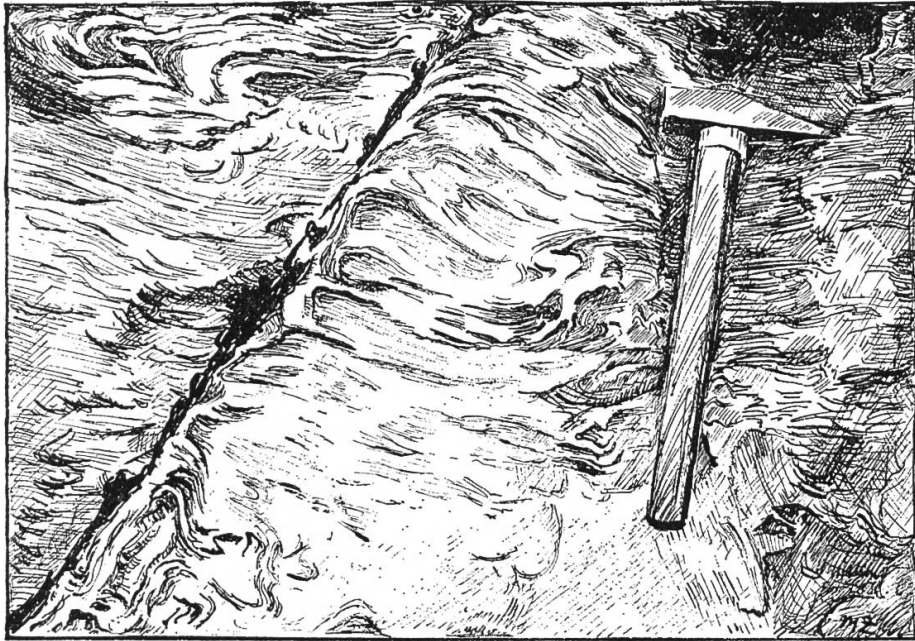


Fig. 2

Verfältelung des Plagioklasgneises 2 m über der Hauptüberschiebung. Foostock. Länge des Hammerstiels 37 cm.

und wird von sekundären Quarz- und Kalzitschnüren durchsetzt. In mittlerer Höhe der Wand wird die Lagerung ruhiger, wellige Serizitschiefer-Einschaltungen (\varnothing bis 1 cm) wechseln mit dünnen, hellgrünen, quarzitischen und sogar feinkonglomeratischen Bänkchen ab. In den obersten Partien, in der Übergangszone zu den Foostock-Schiefen, stellen sich vermehrt Chloritphyllit-Schmitzen ein.

Ohne wesentliche Faziesänderung zieht der Plagioklasgneis unter die Risetenhörner und verschwindet dann nördlich des Risetenpaßweges unter Schutt. Vor seinem Untertauchen unter den Talboden ist er zum letztenmale östlich der Werbenhütte aufgeschlossen.

Auf der Westseite des Krauchtales bildet er die Steilstufe unter den Unteren Saumen; von dort zieht er mit einer Mächtigkeit von ca. 70 m bis in den Südgrat des Fugstockes hinein. Abgesehen von einer etwas grö-

beren Ausbildung besitzt er noch denselben Charakter wie am Foostock.

Auf der Alp Oberfittern tritt er erst wieder ca. 70 m oberhalb der Skihütte (nordöstlich P. 1767 LK) zutage, wo er bei ca. 50 m Dicke noch gröber ausgebildet ist als unter dem Fuggstock. Im nächsten Aufschluß östlich von Sandigen ist das Gestein als Feinbrekzie ausgebildet, weshalb dieses Vorkommen, trotz der großen Ähnlichkeit mit dem Plagioklasgneis, zum Üblital-Sernifit gerechnet werden muß. Der seitliche Faziesübergang des Plagioklasgneises in den Üblital-Sernifit geht von Südosten nach Nordwesten allmählich vor sich. Diese Tatsache ist von großer Bedeutung für die Diskussion der stratigraphischen Stellung des Sernifites (S. 26).

b) Fazies und Lithologie

Zusammensetzung des Plagioklasgneises

Dünnschliffe

Foostock,	30 m über dem Lochseitenkalk (vgl. Fig. 3). Grundmasse: feinkörnig, wahrscheinlich zur Hauptsache aus Quarz und Feldspat bestehend. Darin schlierig angeordnete Serizitlagen. Einsprenglinge: Quarzbruchstücke neben unterschiedlich gut erhaltenen Albit-Zwillingen (\varnothing 0,7 mm). Ferner schlecht abgegrenzte, randlich in die Grundmasse übergehende Spilitbruchstücke (\varnothing bis 2,2 mm). Textur: lagig.
Fuggstock,	ca. 20 m über Hauptüberschiebung. Grundmasse: dicht, wahrscheinlich aus Quarz und Feldspat bestehend. Einsprenglinge: Zahlreiche Spilitstücke (\varnothing bis 1,5 mm), einige zerbrochene Quarze (\varnothing bis 1,5 mm). Nester von sekundärem Kalzit. Textur: lagig — lentikular.

WYSSLING (1950) beschreibt Brocken von sauren, aplitischen Graniten im Plagioklasgneis aus der Gegend des Piz Segnes. Am Foostock konnte von solchen Komponenten nichts mehr gefunden werden; an ihre Stelle treten Spilitbruchstücke, die gegen Westen immer häufiger vorkommen.

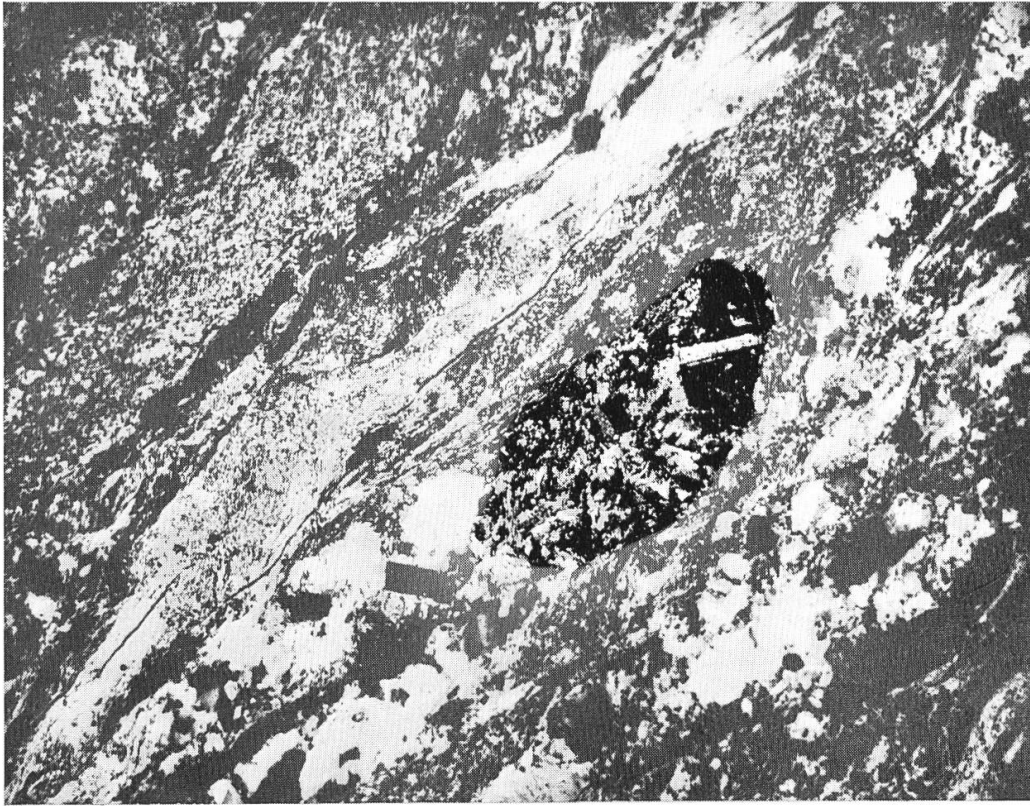


Fig. 3

Plagioklasgneis mit Spilitkomponente Foostock, X Nicols, Vergr. 16fach linear

Genese

M. BLUMENTHAL (1911) betrachtete den Plagioklasgneis als sedimentäre Bildung, hauptsächlich auf Grund der Beobachtung, daß dieser basale Komplex ohne scharfe Grenze in die hangenden Schiefer übergeht. Seine Auffassung wird bestätigt durch die detritische Ausbildung des Plagioklasgneises im weiter westlich gelegenen Gebiet.

Hingegen kann man die Bezeichnung «Gneis» mit Recht beanstanden, denn eine Metamorphose, die diesen Begriff im heutigen Sinne rechtfertigen würde, hat der Plagioklasgneis nie durchgemacht. Wenn dieser Name doch weiter verwendet wird, so geschieht dies nicht nur darum, weil er sich seit geraumer Zeit in der Literatur eingebürgert hat, sondern auch deshalb, weil dieser Ausdruck den makroskopischen Habitus, der den Plagioklasgneis von allen andern Verrucano-Sedimenten auszeichnet, trefflich charakterisiert. Das gneisartige Aussehen rührt zweifellos von der alpinen tektonischen Beanspruchung her. Der Plagioklasgneis besteht wahrscheinlich aus einer in sich verkneteten Serie von dünnen, miteinander wechsellagernden Feinbrekzien- und Phyllithorizonten. Überblickt man die bis jetzt bekannten Tatsachen, so kann kaum daran gezweifelt werden, daß der Plagioklasgneis das Abtragungsprodukt zweier Hochzonen verschiedener petrographischer Beschaffenheit darstellt. Das eine Randgebirge lag nach den Untersuchungen WYSSLINGS im Osten und belieferte den Verrucano-Trog mit granitischem Detritus; das andere, an dessen Aufbau Laven einen beträchtlichen Anteil hatten, muß sich im Westen oder Nordwesten befunden haben. (Das Problem dieser älteren Spilite wird auf S. 26/27 diskutiert.)

II. Der Üblital-Sernifit

a) Verbreitung und Detailprofile

Oberhalb der Alp Sandigen (östlich Engi) findet sich über der Hauptüberschiebung eine ca. 30 m mächtige verschieferte hellgrüne Feinbrekzie. Dieser Aufschluß liegt in der Übergangszone zwischen Plagioklasgneis- und Sernifitfazies; das Gestein muß definitionsgemäß bereits zum Ser-

nifit gerechnet werden, wenn es auch im Handstück durchaus noch den schlierigen Habitus des Plagioklasgneises aufweist.

Gegen Nordwesten nimmt die Mächtigkeit dieser Brekzie sehr stark zu; am Weg, der zur Alp Oberfittern führt, sind bereits etwa 70 m Sernifit vorhanden. Leider sind ausgerechnet im Abschnitt zwischen Sandigen und Oberfittern die Aufschlüsse sehr schlecht, so daß die kontinuierliche Verfolgung von Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen erschwert wird. Hingegen konnte unmittelbar im Süden des Fußweges zwischen Engi und Oberfittern ein durchgehendes Profil aufgenommen werden.

Profil 1: südlich des Fußweges von Engi nach Oberfittern, Koo. 731 900 / 205 650, gegen Alphütte von Oberfittern.

- Unten: 3 — 4 m heller Lochseitenkalk.
1. 10 — 15 m hellgrüne, tektonisierte, von Quarzlagen durchzogene Feinbrekzie.
 2. 6 — 7 m grau-grüner, verschieferter Spilit.
 3. 20 m violett-grüne Feinbrekzie mit von Auge erkennbaren bis 2 cm großen dunklen Spilitbrocken.
 4. 10 m violett-graue Siltschiefer.
 5. 25 — 30 m blaugraue Feinbrekzie, mit grünen Schieferfetzen und -lagen.
- Oben: Allmählicher Übergang in blaue und grüne Phyllite der Foostock-Schiefer.

Der verschieferte Spilithorizont (Nr. 2) kann noch etwa 100 m weiter — bis zu seinem Verschwinden unter Schutt — nach Südosten verfolgt werden. Seine stratigraphische Stellung bleibt dieselbe wie im Profil 1; Liegendes und Hangendes werden von einem feinkörnigen Sernifit gebildet.

Mit dem Spilitkopf von Sandigen, der später besprochen wird (S. 36), steht dieses eindeutig im Sernifit eingelagerte Vorkommen kaum im Zusammenhang, da die Ausläufer der Chamm-Lava in einem sowohl topographisch wie auch stratigraphisch höheren Niveau — im Dach der Foostock-Phyllite — nahezu horizontal auskeilen.

In nördlicher Richtung, gegen das Üblital, konnte nur noch Sernifit in immer größerer Ausbildung gefunden werden. Die Aufschlußverhältnisse sind allerdings sehr schlecht, so daß es durchaus möglich ist, daß sich der untere Spilitzug unter Schutt und Moräne noch etwas gegen Norden fortsetzt.

Im Üblital beim Schlößli beträgt die Mächtigkeit des Sernifites schon nahezu 250 m. Der ganze Hang des Schlößliwaldes ist versackt; nur die obersten Sernifit-Felsköpfe an der Grenze gegen die Foostockschiefer stehen an.

Am linken Mühlebachufer, vom Gamszinggen talaufwärts, konnten keine entsprechenden Aufschlüsse mehr gefunden werden.

Auf der rechten Talseite des hinteren Mühlebachtales erscheint der Sernifit erstmals unter der Mären-Serie im Westen des Werbenstutzes, bildet den Steilhang des Plättliwaldes, baut die Felswände der Berglischöpf auf, zieht dann in das Widersteinerloch hinein und verschwindet schließlich südöstlich des Widersteinerhüttli unter Gehängeschutt. Die Mächtigkeit des Sernifites muß an dieser Stelle bereits über 700 m betragen, selbst unter der Annahme, daß die Überschiebungsfläche von ihrem nördlichsten Aufschlusse bei der Hatzgenbrücke nach Norden weniger steil abfällt als im südlichen, der Beobachtung zugänglichen Raume.

Profil 2: südöstlich Widersteinerhüttli, Koo. 731 050 / 208 700 bis Koo. 731 200 / 209 100.

Unten: Gehängeschutt.

1. 80 — 90 m roter, teils auch violetter, massiger grobkörniger Sernifit.
2. 2 m rote, rauhe Siltschiefer.
3. ca. 30 m dunkelvioletter, etwas schiefriger Sernifit.
4. 2 — 3 m violette und grüne Siltschiefer.
5. ca. 70 m roter, massiger, ungleichkörniger Sernifit.
6. 2 m rote Siltschiefer.
7. 10 m dunkelrote, etwas geschieferte Feinbrekzie.
8. 20 — 25 m massiger, feinkörniger Sernifit.
9. 3 m dunkelblau-graue Siltschiefer mit feineren, rötlichen Tonschieferlagen.
10. 9 — 10 m roter, verschieferter Sernifit.
11. 2 m rote und grüne Tonschiefer mit roten Siltschiefer-Einschaltungen.
12. 16 — 19 m grüner, grober, ungleichkörniger Sernifit.
13. 22 — 23 m feinkörniger, geschieferter Sernifit mit roten Siltschieferlagen.
14. 8 — 10 m vorw. rote Siltschiefer in Wechsellagerung mit roten, bis 30 cm dicken, grünen Tonschiefer- und Phyllithorizonten.

Oben: hellgrüne Tonschiefer und Phyllite der Foostock-Serie.

b) Fazies und Lithologie

Zusammensetzung des Üblital-Sernifites

Um darüber etwas genauere Auskunft zu erhalten, wurden einige Dünnschliffe angefertigt. Über die Komponenten der Fanglomerate vermitteln Kornauszählungen weitere Aufschlüsse.

Dünnschliffe

- | | |
|--------------|--|
| Oberfittern, | Profil 1, Nr. 1: hellgrüne Feinbrekzie.

Grundmasse: sehr feinkörnig, vermutlich aus Quarz und Feldspat bestehend.

Einsprenglinge (\varnothing bis 0,8 mm): splitterige, z. T. auch korrodierte, meist undulös auslöschende Quarze. Untergeordnet schlecht erhaltene Albit-Zwillinge. Quarz-Granoblasten, sekundärer Kalzit.

Textur: lentikular-flaserig. |
| Oberfittern, | Profil 1, Nr. 3: violett-grüne Feinbrekzie.

Grundmasse: feinkörnig (Quarz und Feldspat) mit Serizit-Schnüren.

Einsprenglinge: Trümmer von reichlich Erz führenden Spiliten und Keratophyren bis 1,2 mm \varnothing , eckige, meist zerbrochene Quarze bis 0,6 mm \varnothing .

Textur: lagig. |
| Üblital, | Mühlebachbrücke: Brekzie.

Grundmasse: feinkörnig, mit Serizitlagen und -schlieren.

Einsprenglinge (bis 2 mm \varnothing): korrodierter Quarz, splittriger Quarz (z. T. zerbrochen). Daneben Quarzporphyroblasten, gewundene, zerdrückte Schieferfetzen und helle und dunkle Spilitbrocken.

Textur: lagig. |

Kornauszählung

Profil 2, Nr. 1. Die Angaben beziehen sich prozentual auf die Gesamtzahl der Komponenten, ausgemittelt aus der Auszählung von $2 \times 1 \text{ m}^2$. Durchschnittliche Korngröße: 8—12 mm \varnothing . Bruchstücke mit Durchmesser unter 2 mm wurden zum Zement gerechnet und nicht berücksichtigt.

Sedimentbruchstücke (vorw. rote Schiefer)	37 %
Dunkle Spilite (Hämatit-Spilite)	22 %
Grüne Spilite (Chlorit-Spilite)	9 %
Quarzporphyre und Quarzporphyroide	20 %
Quarzite	7 %
Fragl. granitische Komponenten sowie andere, nicht identifizierte Komponenten	5 %
Total der ausgezählten Komponenten:	341

Im Zement sind erkennbar (makroskopisch): Milchige Quarze, kleine Schieferfetzen und Lavenstücke.

Herkunft des Materials und stratigraphische Einordnung

Überblickt man zusammenfassend die vorangehende Beschreibung, so fällt folgendes auf:

1. Die Mächtigkeitsabnahme des Sernifites von Westen nach Osten (unter der Voraussetzung, daß die Hauptüberschiebung parallel der Sernifit-Untergrenze verläuft) mit gleichsinniger Korngrößenabnahme.
2. Die eckige Form der Komponenten, auch bei feiner Fraktion.
3. Die zahlreichen Komponenten basischer Ergußgesteine.

Es ist nicht daran zu zweifeln, daß der Üblital-Sernifit vom nord-westlichen Verrucano-Trogrand her gegen das zentrale Becken geschüttet wurde. Schwieriger ist die Erklärung der Mechanik des Ablagerungsvorganges. J. OBERHOLZER (1933, S. 217) diskutierte dieses Problem eingehend, konnte er sich doch einerseits eine Anhäufung derart mächtiger Ablagerungen ohne Mitwirkung von Wasser nicht vorstellen; andererseits fand er, die schlechte Rundung der Bruchstücke widerspreche einem fluvialen Transport.

Inzwischen sind aber mehrere aquatische Verfrachtungsmöglichkeiten bekannt geworden, die keine oder nur eine geringe Abnutzung der Komponenten verursachen; es sei nur an die rezenten, in den Alpen ebenfalls auftretenden, terrestrischen Murgänge erinnert, welche bis kopfgroße Blöcke ohne sichtbare Transportschäden über ansehnliche Distanzen befördern.

Daß derartige Phänomene speziell in semiaridem Klima, das, trotz der auf etwas feuchtere Bedingungen hinweisenden Rotfärbung, für die Verrucano-Sedimentation vorausgesetzt werden darf, eine bedeutende Rolle spielen und ganz gewaltige Ausmaße annehmen können, ist seit längerer Zeit bekannt (E. BLACKWELDER, 1928, E. HOWE, 1909).

Zeitlich weit auseinanderliegende, sehr kurzfristige, aber außerordentlich intensive Niederschläge verwandeln ganze, von Verwitterungsschutt bedeckte Hänge in Schlammströme (Sheet-floods der amerikanischen Autoren), in welchen grobe Blöcke — in einem Transportmittel von höherer Dichte als reines Wasser schwimmend — unbeschadet in tiefere Lagen gelangen. Diese Sheet-floods lagern den groben Detritus fächerförmig am Fuße der Gebirge ab, es entstehen daraus Fanglomerate im engsten Sinne (DUNBAR und RODGERS, 1957, S. 117). Die Aufbereitung ist schlecht, außerdem fehlt der mittelgrobe Detritus (z. B. Sandsteine) nahezu, was schon J. OBERHOLZER (1933, S. 208) auffiel.

Die im Sernifit vorkommenden Bruchstücke von Spiliten wurden als Argument gegen das von mir postulierte höhere Alter des Üblital-Sernifites verwendet. Anschließend möchte ich an dieser Stelle vorgreifend auf die strittigen Punkte eingehen.

R. TRÜMPY in W. BRÜCKNER et al. (1957) war mit J. OBERHOLZER der Ansicht, daß der Sernifit von der Mären-Serie — die saure und basische Eruptiva führt — überfahren wurde. Die im Sernifit als Komponenten auftretenden Spilite betrachtete er als von den basischen Vulkaniten dieser Mären-Serie herstammend, woraus sich zwangsläufig eine stratigraphisch höhere Stellung des Sernifites ergab.

Diese gewichtigen Argumente kann ich jedoch nicht vorbehaltlos anerkennen. Erstens können die Lavenbruchstücke nicht direkt aus dem südlich gelegenen Kärpfgebiet stammen, da ja der Sernifit aus westlicher Richtung geschüttet wurde. Ferner werden die Eruptiva des Kärpf, wie diejenigen des Fuggstock/Gulderstock-Gebietes, überall von einer wahrscheinlich tuffogenen bis tuffitischen Phyllitserie (Foostock-Schiefer, s. nächstes Kapitel) unterlagert, die ihrerseits nördlich des Sernf dem Plagioklasgneis im Osten, bzw. dem Üblital-Sernifit im Westen, normal-stratigraphisch aufliegt.

Schließlich bestärkt das Auftreten von Spilitkomponenten im Plagioklasgneis (Fig. 3, S. 20), der bis heute von allen Autoren als älteste Verrucanobildung angesehen wurde, den Verdacht, daß noch ältere basische Vulkanite als diejenigen der Mären-Serie existiert haben müssen. Der Versuch, den Plagioklasgneis stratigraphisch über die Mären-Serie zu stellen, führt zu Widersprüchen, die nur unter Zuhilfenahme unbeweisbarer tektonischer Komplikationen erklärt werden könnten.

Es stellt sich nun die Frage, ob und wo allenfalls im Glarnerland noch Überreste solcher alter Spilite vorhanden sein könnten. Dabei dürfte viel-

leicht der in Profil 1 als Nr. 2 aufgeführte Spilit von Interesse sein. Wie bereits erwähnt, ist es sehr unwahrscheinlich, daß dieses Vorkommen mit dem ca. 100 m höher liegenden Spilit von Sandigen im Zusammenhang steht.

Im Kärpfgebiet könnte das Spilitvorkommen auf der Westseite des Matzenstockes einen «alten» Spilit darstellen, falls dieses Vorkommen nicht versackt ist (G. C. AMSTUTZ, 1954, S. 19).

C. SCHINDLER (1959) fand am Glärnisch-Ostfuß über fraglichem Karbon Quarzporphyre und Spilite, die ihrerseits von Sernifit überlagert werden.

Sodann könnten zu diesen älteren basischen Vulkaniten auch die Spilite im Tödigebiet gehören (Ochsenstock, vgl. TH. HÜGL, 1941 und H. WIDMER, 1949), die sich ursprünglich im Nordwesten des Verrucanotroges befanden, also dort, wo diese alten Spilite eigentlich zu erwarten sind.

Von besonderem Interesse ist in diesem Zusammenhang das von N. ZWEIFEL und G. FREULER in G. C. AMSTUTZ (1954, S. 21) signalisierte Spilitvorkommen im Sernifit am Westabhang des Schilt. Nach mündlicher Mitteilung von R. HUBER soll dieses Vorkommen basischer Eruptiva im Sernifit keinen Einzelfall darstellen. Für nähere Angaben wird auf die in nächster Zeit erscheinende Dissertation von R. HUBER verwiesen.

Im einzelnen bedarf es jedoch der genaueren Untersuchung, ob eine derartige Interpretation der vorgenannten Spilit-Vorkommen berechtigt ist. Sollte dies zutreffen, so ergäbe sich eine ähnliche Situation wie in den Bergamasker Alpen, wo L. U. DE SITTER (1949) nachweisen konnte, daß die Eruptiva des Collio in ganz verschiedenen stratigraphischen Niveaux vorkommen.

Die Existenz saurer Eruptivkomponenten im Üblital-Sernifit und im Plagioklasgneis ist leichter zu erklären, finden sich doch verschiedenerorts Quarzporphyre unter dem Verrucano, z. B. im Maderanertal (F. SIGRIST, 1947).

III. Die Mären-Serie

Unter dieser Bezeichnung (nach der Märenegg auf der E-Seite des Krauchtales) werden die Foostock-Schiefer (unten) und die Grisch-Schichten (oben) zusammengefaßt. Im Felde ist die Abgrenzung dieser

Fig. 4

Sammelprofile durch den Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales

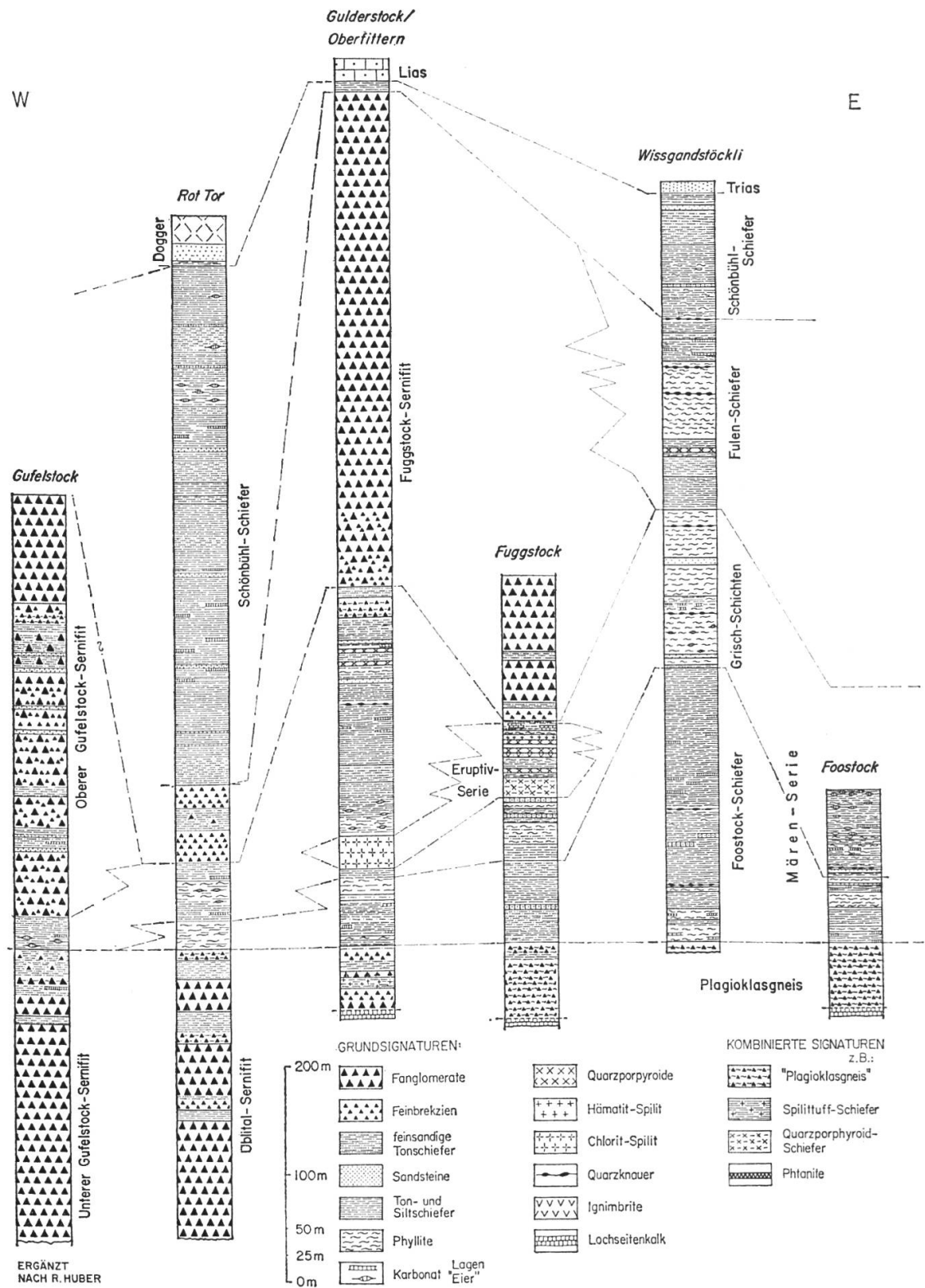
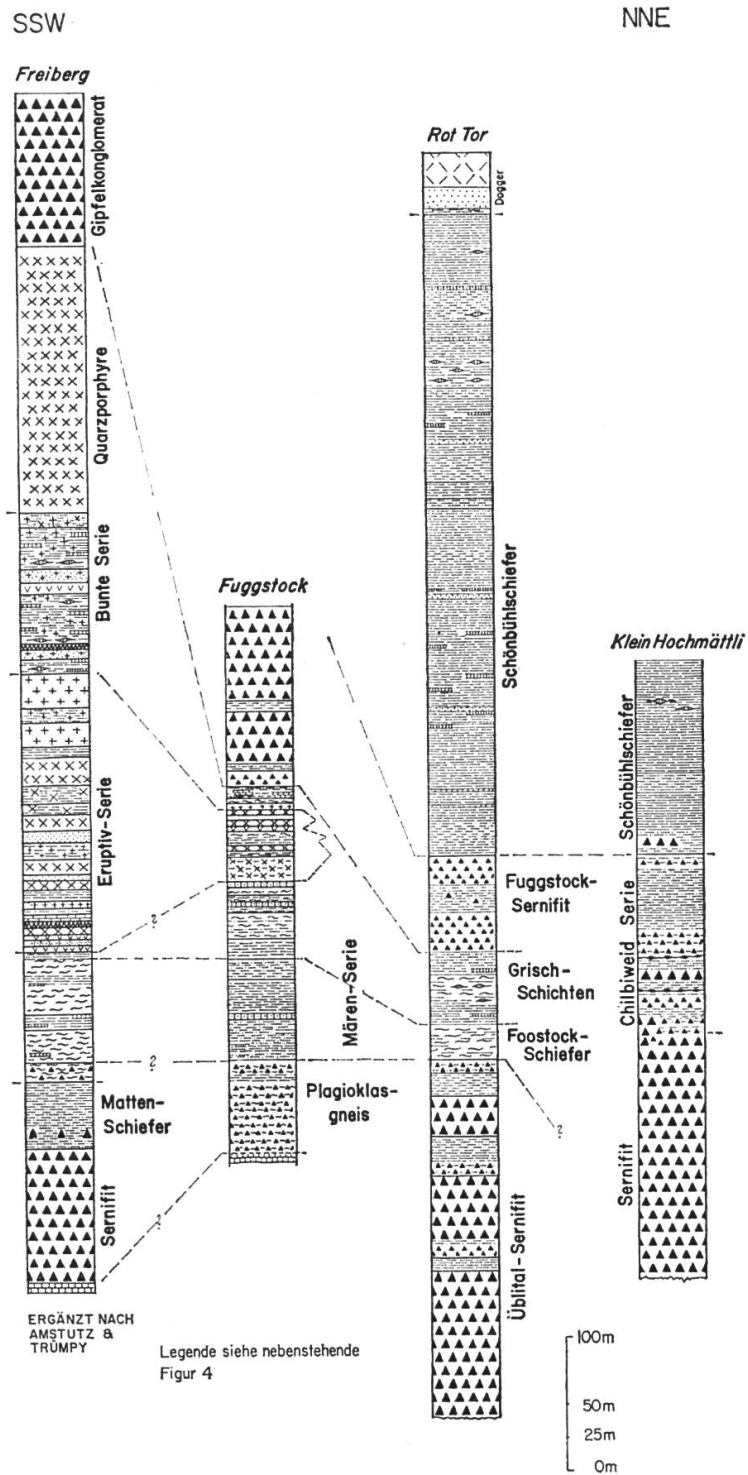


Fig. 5

Vereinfachte Sammelprofile und Versuch einer Korrelation



beiden Serien gegeneinander oft schwierig, da sie durch stratigraphischen Übergang verbunden sind.

Die Foostock-Schiefer entsprechen ungefähr den «Sericitschiefern» M. BLUMENTHALS; die Bezeichnung Grisch-Schichten wurde von L. WYSSLING übernommen. Über Foostock — Piz Segnes — Piz Grisch ist der Zusammenhang mit der Typuslokalität gesichert, so daß die Verwendung dieses Namens auch im Gulderstockraum verantwortet werden kann.

Die Mären-Serie enthält den Großteil aller vulkanischen Einschaltungen. Der auch von AMSTUTZ (1954, 1957) verwendete Feldbuchname «Bunte Serie» wurde wegen seiner Vieldeutigkeit fallen gelassen.

1. DIE FOOSTOCK-SCHIEFER

a) Verbreitung und Detailprofile

(vgl. auch Fig. 4)

Wie bereits erwähnt, gehen die Foostock-Schiefer aus einer Wechselagerung von brekziösen und phyllitischen Schichten im Dach des Plagioklasgneises hervor. Gegen ihr Hangendes, die Grisch-Schichten s. l., sind sie schlecht abzugrenzen, weil auch gegen oben ein stratigraphischer Übergang vorliegt. Die Foostock-Schiefer bestehen aus einer monotonen Serie von hauptsächlich hellgrünen Phylliten und grauen bis blau-violetten Tonschiefern, deren Lagerung nur noch durch die zahlreichen Karbonatlagen zu erkennen ist. Eine Schichtung innerhalb der Phyllite ist nicht mehr nachweisbar; sie wird durch die Druckschieferung völlig verwischt. Gegen oben werden die Phyllite allmählich von gewöhnlichen Tonschiefern mit siltigen Einlagerungen abgelöst, die Karbonatbänkchen werden durch Karbonat-Linsen und -Knollen ersetzt. Die Grenzziehung zwischen den Foostock-Schiefern und den Grisch-Schichten wurde generell unmittelbar über den letzten grünen Phyllitlagen vorgenommen.

Profil 3: Südwand des Foostockes Koo. 737 200 / 202 100.

Unten: Plagioklasgneis mit grünen Phyllitlagen.

1. ca. 10 m hellgrüner Chlorit-Serizitphyllit mit einigen zentimeter-dicken, gelb-braun anw., im Bruch hellgrauen Karbonatlagen.

2. 5 m grasgrüner, glänzender Chlorit-Serizitphyllit.
3. 2 cm Karbonat, rostrot anw., im Bruch hellgrau.
4. 5 m blaugraue Schiefer.
5. 5 cm gelb anw., schwach siltiges Karbonat.
6. 6 — 7 m blaugraue Phyllite.
7. ca. 8 m grüne Serizitphyllite.
8. ca. 6 m grau-blaue Serizitphyllite.
9. 30 cm dunkelbraun anw., dolomitischer Sandstein.
10. ca. 5 m graue Serizitphyllite.
11. 4 — 5 m grau-grüne, wellige Tonschiefer.
12. 0,1 m hellbraun anw., im Bruch graues, etwas sandiges Karbonat.
13. ca. 8 m violette, harte Tonschiefer mit Quarzschnüren.
14. 2 m lauchgrüne, glänzende Chlorit-Serizitphyllite.

Oben: graue Schiefer der Grisch-Schichten.

Am Wißgandstöckli sind die Foostock-Schiefer bei größerer Gesamtmächtigkeit, die durch die Einschaltung mehrerer blaugrauer Schieferlagen bedingt ist, noch ganz ähnlich entwickelt wie am Foostock. Gegen W schalten sich vermehrt siltige Schieferlagen ein.

Profil 4: Fuggstock Koo. 734 600 / 204 600.

Unten: Plagioklasgneis.

1. 8 — 10 m violette, siltige Tonschiefer.
2. 0,1 — 0,2 m rot-gelb anw., im Bruch hellgelbes Karbonat.
3. ca. 8 m blauviolette Tonschiefer.
4. 3,5 — 4 m grüne Tonschiefer mit fingerdicken Karbonatlagen.
5. ca. 10 m violette, feinsiltige Schiefer mit vereinzelt grünen Flecken.
6. 4,5 m blaue, feinsiltige Tonschiefer mit einigen Karbonathäuten.
7. 0,5 m rötlicher, feinkörniger, im Bruch hellgrauer, karbonatischer Sandstein.
8. 2 — 2,5 m grüne siltige Tonschiefer.
9. ca. 10 m violette, matt glänzende Tonschiefer.
10. 15 — 17 m grüne und rote Tonschiefer und Phyllite mit fingerdicken, rot-gelben Karbonatlagen.

Oben: violette Siltschiefer der Grisch-Schichten.

Im S des Gulderstockes, unterhalb der Alphütte von Chamm bilden die grünen, violetten und zum Teil auch roten Phyllite die Unterlage einer Spilitwand.

Im hinteren Mühlebachthal sind die Foostock-Schiefer nur mangelhaft aufgeschlossen. Deutlich erkennbar treten sie erst wieder unmittelbar unterhalb der neuen Skihütte Gams sowie am Fußwege, der von der Skihütte nach dem Innerbergli führt, auf.

Der westlichste Aufschluß schließlich findet sich am Wege vom Usserbergli nach dem Widersteinerhüttli. Bei einer Gesamtmächtigkeit von noch 22—25 m wechsellagern dort grüne und rote Phyllite und Tonschiefer mit spärlichen, bis zentimeterdicken Karbonatlagen. Gegen das Liegende schalten sich rote Siltschieferlagen ein, die ihrerseits mit Brekzien vergesellschaftet sind, so daß an der normalstratigraphischen Natur der Kontaktes Üblital-Sernifit/Foostock-Schiefer kaum zu zweifeln ist. Anläßlich einer gemeinsamen Begehung schloß sich auch Herr Professor TRÜMPY dieser Ansicht an.

b) Fazies und Lithologie

Zusammensetzung der Foostock-Schiefer

Dünnschliffe

Foostock, (Profil 3, Nr. 1): hellgrüner Chlorit-Serizitphyllit.

Grundmasse: sehr fein; authigener Feldspat und Quarz in sehr feiner Verteilung, wobei Feldspat vorzuherrschen scheint. Chlorit meist feinverteilt, stellenweise aber konzentriert und dann fast isotrop.

Einsprenglinge: idiomorpher Turmalin in mehreren Generationen. Die größten Exemplare (ca. 0,04 mm lang) sind mechanisch beansprucht (Verscherungen). Rutil, ein dichtes Netz von Leisten bildend (Länge ca. 0,02 mm). Apatit, zum Teil mit idiomorphen Querschnitten. Serizit in feinen Lagen.

Erze: verwiterte Pyrite, Magnetit.

Textur: lagig.

(Profil 3, Nr. 6): blaugrauer Phyllit.

Grundmasse: wie bei Nr. 1, jedoch weniger Chlorit.

Einsprenglinge: Turmalin, Rutil, Apatit, etwas Serizit.

Erze: über den ganzen Schliff verteilt Limonit und Hämatit.

Textur: lagig.

Genese

Die äußerst feinkörnige Zusammensetzung dieser Schiefer sowie das Vorwiegen von Feldspat in der Grundmasse (devitrifiziertes Glas?), lassen vermuten, daß es sich bei diesen Foostock-Schiefern um Tuffe oder Tuffite handelt, worauf auch das Vorkommen von Turmalin hindeuten könnte. Sichere Beweise für die tuffogene Herkunft der Foostock-Schiefer können jedoch nicht erbracht werden. Die Karbonatlagen werden zusammen mit denjenigen der Grisch-Schichten besprochen (S. 40/42).

2. DIE GRISCH-SCHICHTEN

Diese Bezeichnung wurde von L. WYSSLING (1950) für eine Folge von violetten und grünlichen, staubigen Tonschiefern mit Karbonatschmitzen und -knollen («Eier») in die Literatur eingeführt. Typuslokalität ist nicht der im T. A. und auf der L. K. als Piz Grisch bezeichnete Gipfel, sondern der etwas südlicher gelegene Crap Ner nordwestlich von Flims.

a) Verbreitung und Detailprofile

In unveränderter Fazies ziehen diese Grisch-Schichten über die Tschingelhörner, den Piz Segnes und den Piz Sardona in den Gipfelaufbau des Foostockes hinein.

Profil 5: Foostock W-Grat.

Unten:	grüne Serizitphyllite der Foostock-Schiefer.
1. 13 — 15 m	violette, mattglänzende Tonschiefer mit Karbonat-Eiern (\varnothing ca. 5 cm).
2. 0,5 m	knorrige blaue Siltschiefer mit Quarz- und Kalzitkonkretionen.
3. ca. 10 m	blau-violette Siltschiefer mit Karbonathäutchen.
4. ca. 15 m	weiche, lauchgrüne Serizit-Chloritschiefer mit Karbonat-Eiern.
5. 3 — 3,5 m	blau-violette Schiefer mit Malachit-Spuren auf Clivageflächen.
6. ca. 16 m	grau-grüne, knorrige Siltschiefer mit braun anwitternden Karbonathäuten. Eingelagert Karbonat-Eier bis 8 cm \varnothing .
7. 0,3 m	blaue, knorrige Siltschiefer mit Quarz-Konkretionen.
8. 3,5 — 4 m	harte, violette, mattglänzende Tonschiefer mit fingerdicken Karbonatlagen.
Oben:	Foostockgipfel.

Profil 6: Wißgandstöckli—Krauchtal, Koo. 736 450 / 206 350.

Unten:		violette und grüne Phyllite der Foostock-Schiefer.
1.	2 m	violetter, siltiger Schiefer mit Quarz-Augen.
2. ca.	7 m	blau-violette Siltschiefer mit Karbonat-Eiern.
3.	0,5 m	feinkörniger, grau-braun anw., im Bruch rötlicher kalkhaltiger Sandstein.
4.	0,3—0,4 m	blau-graue Phyllite und Tonschiefer mit Karbonat-Lagen und -Eiern.
5.	1 m	violette, knorrige Schiefer mit Quarzkonkretionen.
6.	4 m	grau-blaue, harte, glänzende Siltschiefer.
7.	0,5 m	grüne Tonschiefer mit eisenschüssigen Karbonatbänkchen.
8.	8—9 m	blau-violette Siltschiefer mit Karbonat-Eiern.
9.	0,3—0,4 m	blaue und grüne harte Tonschiefer, mit Karbonat-Eiern, Ø bis 10 cm.
10. ca.	5 m	violetter, kompakter sandiger Tonschiefer mit wasserklaren Quarzen (Tuffit?).
11.	0,3—0,4 m	grau-grüne, weiche Phyllite, wechsellagernd mit roten Phylliten.
12.	10 cm	violette Schiefer mit Quarzknuern.
13.	13—15 m	grau-grüne, seifige, weiche Phyllite mit Karbonat-Eiern, Ø bis 5 cm.
14.	7—8 m	graue, harte, mattglänzende Phyllite.
Oben:		dunkelrote Tonschiefer mit grünen Flecken der Fülen-Serie.

Im hintersten Talkessel des Krauchtales sind die Grisch-Schichten nur unvollständig aufgeschlossen. Zu erwähnen ist lediglich ein Nr. 8 von Profil 6 etwa entsprechendes Niveau auf der rechten Seite des Krauchbaches östlich der Stutzhütte, wo sich ein angeschwollenes, ca. 3 m mächtiges, an Quelltuffe erinnerndes Karbonatlager findet. Die Fossilsuche, besonders nach Pflanzenresten, verlief jedoch erfolglos.

Auf der W-Seite des Krauchtales, wo die Grisch-Schichten den oberen Teil der Unteren Saumen bilden, ist die Serie noch ganz analog Profil 6 entwickelt, außer daß sich einige schwächere Quarzporphyroid-Horizonte einstellen.

Etwas weiter im S, am Fuggstock, zeigt die Serie jedoch eine stark veränderte Fazies:

Profil 7: Fuggstock—Hinteregg Koo. 734 600 / 204 600.

Unten:		grüne und rote Foostock-Schiefer.
1. ca.	10 m	violette, siltige Schiefer mit hellen Quarzen. Auf Clivageflächen Glimmerschüppchen.

2. 2 m violett-rote, etwas siltige Schiefer mit Karbonat-Eiern.
3. 13 — 15 m hellgrüne, weiche Phyllite mit etwas Karbonat, wechsellagernd mit glimmerhaltigen Siltschiefern.
4. 11 — 12 m blau-violette harte, feinsandige Tonschiefer mit Glimmerschüppchen auf Clivageflächen.
5. 1 m grüner Quarzsandstein.
6. ca. 13 m grüne und violette feinsandige Tonschiefer mit grünen Phylliteinlagerungen und Karbonat-Eiern.
7. 0,5 — 1 m violetter, quarzitisch-kalkiger Sandstein, lagig mit hellen Quarzen (Tuffit?).
8. ca. 9 m blau-graue Feinbrekzie, verschiefert.
9. 10 — 11 m dunkelgrüne, verschieferte Quarzite mit vereinzelt wasserklaren Quarzen. Dazwischen Einlagerungen von violetten Siltschiefern.
10. ca. 9 m dunkelgraue feinsandige Tonschiefer, zum Teil mit braun anw. Karbonathäuten.
11. 2 m hellgrüne Tonschiefer.
12. 2,5 — 3 m grüne, feinkörnige Quarzporphyroide, massig, nur schwach geschiefert.
13. ca. 5 m fahlgrüne Schiefer.
14. 2,5 — 3 m hellgrüne Schiefer mit hellen Quarzen.
15. 2 m blau-violette Feinbrekzie mit hellen Quarz-Einsprenglingen. Höckerige Oberfläche mit Glimmerblättchen (Tuffit?).
16. 1 — 2 m dichter Quarzporphyroid von violetter Farbe mit Einsprenglingen von Andesin (!) und Quarz, Ø bis 2 mm. Wahrscheinlich echter Quarzporphyr, evtl. auch Tuff.
17. 2,5 m dunkelgrüne, feinkörnige Quarzporphyroide.
18. ca. 5 m mattgrüne (ausgebleichte) Tonschiefer.
19. 3 m grobe, ungleichkörnige dunkelgrüne Quarzporphyroide mit hellen Quarz-Einsprenglingen. Oberfläche meist von blau-schwarzen Flechten überzogen.
20. 1 — 2 m massiger, stellenweise schlackiger Hämatit-Split.
21. 0,3 m dunkelrote Schiefer.
22. 0,4 — 0,5 m weißliche, brüchige, etwas seifige Quarzporphyroid-Arkose.
23. 0,6 — 0,8 m ausgebleichte, helle, verschieferte Quarzporphyroide mit Quarzknauern.
24. ca. 6 m rote Brekzie mit schlierigen Split- und Schieferfetzen.
25. 4,5 — 5 m grobe Brekzie mit schlierigen Schiefer- und Splitkomponenten (Länge bis 10 cm), daneben Schlieren von marmorisiertem, hellem Kalk (bis 30 cm Länge und 15 cm Dicke).

Oben: Fuggstock-Sernifit.

Das Splitband (Profil 7, Nr. 20) läßt sich von der S-Seite des Fuggstockes nach E und NE um den Gipfelaufbau herum verfolgen bis ins

Fuggtäli⁴. Es fällt in nordöstlicher Richtung mit ca. 11°. Die grobkörnigen Quarzporphyroide (Profil 7, Nr. 17, 19) wie auch die Brekzien (Nr. 25) sind im wesentlichen auf den Fuggstock beschränkt. Ein Vorkommen befindet sich noch im S-Hang des Gulderstockes.

Unterhalb der Alp Chamm schaltet sich an der Basis der Grisch-Schichten ein weiteres, bedeutendes Spilitlager ein, das die Felswand unter den Alphütten aufbaut und von dort nach W bis in den Felskopf oberhalb Sandigen weiterzieht. Mit den analogen Bildungen des Fuggstockes steht dieses Vorkommen nicht in Zusammenhang, denn es existiert keine Verbindung über die rund 250 m betragende Höhendifferenz zwischen den beiden Lagern.

Die Grisch-Schichten in der Gegend der Alp Oberfittern sind wohl mächtig, aber sehr monoton entwickelt; die lithologische Zusammensetzung ist derjenigen von Profil 6 sehr ähnlich (vgl. auch Sammelprofile, Fig. 4, 5, S. 28/29).

In nördlicher Richtung reduziert sich die Serie allmählich, die gelben Karbonate werden teilweise durch braun anwitternde, im Bruch rötliche Sandsteine ersetzt, die Schiefer werden siltiger und zeigen graue bis dunkelrote Farbtöne. Westlich von Altstafel besitzt der ganze Schichtstoß noch eine Dicke von 70 bis 80 m.

Südwestlich des P. 2016 (Bützi), am W-Rand der Alp Üblis konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

Profil 8: südwestlich Bützi, Koo. 731 350 / 209 000.

Unten: Foostock-Schiefer.

1. 4 — 5 m grau-blaue, etwas siltige Tonschiefer mit braunen Karbonathäutchen.
2. 0,1 — 0,2 m dunkelbraun anw., im Bruch rötliche karbonatreiche Sandsteine mit kleinen Quarzen.
3. 8 — 9 m dunkelrote Siltschiefer, wechsellagernd mit grau-blauen Tonschiefern.
4. 2 — 2,5 m dunkelgrüne, feinkörnige Quarzporphyroide.
5. 6 m dunkelrote Siltschiefer.

⁴ Auf der geologischen Karte der Glarner Alpen von J. OBERHOLZER sind die Laven der Gulderstockgegend nicht ganz richtig eingetragen. Das steilstehende Band südlich des Fugenstockgipfels existiert nicht (es liegen dort nur zahlreiche verstürzte Spilitblöcke herum), ferner ist das Lager auf der NE Seite des Fugenstockes ca. 150 m zu tief eingezeichnet; auch setzt sich der Spilit von Chamm nicht so weit nach E fort.

In der Karte von R. BEDER (1909) sind die Verhältnisse am Fugenstock richtig dargestellt, hingegen waren ihm die Laven der Alp Chamm noch nicht bekannt.

- | | |
|----------------|---|
| 6. 0,2 — 0,3 m | braun anw., im Bruch grauer, karbonatischer Sandstein. |
| 7. 17 — 19 m | graue und dunkelrote Tonschiefer mit siltigen Einlagerungen und spärlichen, ockerfarbigen Karbonathäutchen. |

Oben: Fuggstock-Sernifit.

Im Widersteinerloch verschwinden die Grisch-Schichten mit den Fuggstock-Schiefern unter Schutt.

b) Fazies und Lithologie

Eruptiva und deren Derivate

Im Profil 7 sind nur noch die basalen Horizonte (1—7) in Grisch-Fazies entwickelt. Die höheren Niveaux zeigen starke Anklänge an die auch im Käpfergebiet die Laven begleitenden Tuffe und Tuffite. Der Hämatit-Split (Nr. 20) ist allerdings der einzige sichere Lavenhorizont des ganzen Profils. Schon A. ESCHER (1849, Tagebuch, Bd. III a, S. 101) erwähnt ein «porphyrtartiges Gestein», doch ist nicht gewiß, ob er hierunter den Split (Nr. 20) oder die Quarzporphyroide (Nr. 17 und 19) verstand.

R. BEDER (1909) unterzog diesen Split einer genauen petrographischen Untersuchung, wobei er allerdings, wie übrigens auch L. MILCH, den Feldspatanteil der Glarner Laven noch nicht als aus Albit bestehend erkannte, und demzufolge noch die Bezeichnung Melaphyr verwendete. G. C. AMSTUTZ publizierte (1954) ein sehr schönes Schliffbild (Tafel VII, Fig. 35) eines Fuggstock-Splites aus der Sammlung BEDER.

Wie bereits beschrieben wurde, läßt sich der Fuggstock-Split um den Gipfelaufbau herum nach NE bis ins Fuggtäli verfolgen. Östlich des Gipfels ist der Split zur Hauptsache als dunkler, zum Teil schlackiger Hämatit-Split ausgebildet und wird dann gegen NE zusehends heller, bis in der Runse östlich des Fuggtäli ein grüner Chlorit-Split vorherrscht. Gleichsinnig nimmt auch die Größe der Albit-Einsprenglinge ab.

Die Lava grenzt sowohl gegen das Liegende wie gegen das Hangende mit scharfem Kontakt. AMSTUTZ (1954) betrachtet die Hämatit-Splitte zur Hauptsache als Ergüsse, die Chlorit-Splitte hingegen als Lagergänge, u. a. darum, weil erstere im Dach oft vulkanische Brekzien führen, während dies bei letzteren nie der Fall ist. Außerdem fand er bei grünen Laven oft feine Split-Apophysen im Nebengestein.

G. C. AMSTUTZ (1954) argumentiert (S. 99): «In den Lagergängen

wurden die leichtflüchtigen Bestandteile bedeutend stärker zurückbehalten als in den Ergüssen. Dadurch wurde die Chloritbildung begünstigt und die Oxydation verhindert.»

Die mit andern Vorkommen verglichen sehr schwächliche Fuggstock-Spilitbank besteht nun sowohl aus Hämatit-Spilit (im S), wie auch aus Chlorit-Spilit (im N), wobei zwischen beiden keine scharfe Grenze gezogen werden kann. Eine Erklärung dieser Lavenbank nach der Theorie von AMSTUTZ stößt aber auf Schwierigkeiten, denn es ist nicht einzusehen, warum dieselbe dünne Lavenbank im SW (übrigens in dem den ursprünglichen Zufuhrkanälen näheren Teil) extrusiver, im NE aber intrusiver Natur sein soll.

Vom lithologischen Standpunkt aus kann bemerkt werden, daß alle bis heute bekanntgewordenen Lavenbänke im Verrucano konkordant zu den umgebenden Sedimenten liegen⁵. Allerdings muß zugegeben werden, daß die Schichtung der Tuffe und Tuffite, welche die Vulkanite meist begleiten, oft schwer zu erkennen ist. So besteht die Möglichkeit, daß im Prinzip alle Laven Effusiva sind, die von Aschenregen, vermischt mit sedimentärem Material, eingedeckt wurden. Je nach lokalem Charakter und je nach Intensität der vulkanischen Niederschläge kam es dann entweder — bei sofortiger Eindeckung — zur Chlorit-Spilitbildung, oder es wurde Hämatit-Spilit ausgeschieden, wenn die Einsedimentation nur zögernd einsetzte.

Sollten aber bei der Spilitbildung zwei ursprünglich chemisch verschieden beschaffene Laven beteiligt sein, wie E. NIGGLI annimmt (nach mündlicher Mitteilung), so vereinfacht sich die Erklärung: die Hämatit-Spilit-Schmelze blieb wegen ihrer höheren Viskosität gegenüber der Chlorit-Spilit-Lava zurück.

Es wäre vermessen, an Hand der wenigen Spilitvorkommen am Fuggstock das Spilitproblem eingehend zu diskutieren oder gar lösen zu wollen. Die oben angeführten Bemerkungen gehen auf rein stratigraphische Beobachtungen zurück. Eine eingehende Würdigung der Spilitfrage findet sich in den Arbeiten von G. C. AMSTUTZ (1954, 1958). Der genannte Autor kommt zum Schluß, daß es sich um primäre spilitische Laven handeln muß, die unter terrestrischen Verhältnissen auskristallisierten. Anzei-

⁵ Auch der von G. C. AMSTUTZ beschriebene, steilstehende Lavagang der Siwelle (westlich der Leglerhütte) kann nicht mehr als Zufuhrkanal betrachtet werden; anläßlich einer Exkursion mit Prof. R. TRÜMPY konnte festgestellt werden, daß der schlotartige Charakter dieses Vorkommens nur durch tektonische Komplikationen vorgetäuscht wird.

chen für sekundäre Albitisierung, z. B. Zonarstrukturen, fehlen; auch finden sich nirgends Pillow-Strukturen.

Das Fuggstock-Profil enthält aber noch bei weitem merkwürdigere und noch schwieriger zu enträtselnde Spezialitäten als die eben beschriebene Lava. Es sind dies die im Profil 7 als « Quarzporphyroide » bezeichneten Horizonte (Nr. 17 und 19), die den von G. C. AMSTUTZ (1954) beschriebenen Quarzporphyren aus dem Kärpf zum Verwechseln ähnlich sind.

Im Handstück erkennt man in einer dunkelgrünen Grundmasse mit roten Flecken wasserklare, bis 1 mm große Quarzeinsprenglinge. Der Dünnschliff zeigt folgendes Bild (Profil 7, Nr. 17):

Grundmasse: vorwiegend aus Quarz bestehend, uneinheitlich; schlierig angeordnete, gröbere Lagen grenzen scharf gegen feinkörnige Partien. Ferner finden sich gewundene Serizit-Schnüre neben fein verteiltem Chlorit.

Einsprenglinge: vorwiegend Quarz in verschiedenen Variationen, daneben einige größere Feldspäte (meist Albit, einige Exemplare von fraglichem Mikroklin), sowie gewundene Biotite. Mittlerer \varnothing der Einsprenglinge: ca. 0,8 mm.

Textur: richtungslos, Grundmasse zum Teil lagig.

Die Quarze, die ungefähr 70 % aller Einsprenglinge ausmachen, sind ganz verschieden ausgebildet. Durch Auszählung konnte folgendes Verhältnis ermittelt werden:

Korrodierte Quarze	20 %
Eckige, zerbrochene, zum Teil undulös	
auslöschende Quarze	46 %
Kantengerundete Quarze	34 %

Diese Quarzporphyroide werden von Herrn Prof. R. TRÜMPY und von mir als Ignimbrite betrachtet, für die «Fiamme»-Texturen und zerbrochene, undulös auslöschende Quarzindividuen typisch sind. Herr Prof. Dr. A. GANSSER, der die Freundlichkeit hatte, die betreffenden Dünnschliffe einzusehen, neigt zur Ansicht, daß es sich auch um aufgearbeitete Quarzporphyre handeln könnte.

Von besonderem Interesse dürften noch die Brekzien (Profil 7, Nr. 24 und 25) sein. Sie unterscheiden sich von den gewöhnlichen Sernifitbrekzien durch die abnorme Größe und vor allem durch die linsig-schließliche Form der Komponenten, die den Eindruck erwecken, als seien sie noch in weichem Zustand eingebettet worden. Es war deshalb naheliegend,

diese Bildungen als vulkanische Brekzien zu interpretieren. Dieser Schluß erschien umso wahrscheinlicher, als am Sonnenberg (Kärpf) ähnliche Bildungen in analoger stratigraphischer Stellung vorkommen, deren vulkanischer Ursprung kaum zu bezweifeln ist. Herr Prof. A. GANSSER, der auch diese Stücke einer Begutachtung unterzog, ist der Ansicht, daß es sich bei den Brekzien des Fuggstockes auch um ein Aufarbeitungsprodukt der liegenden Schiefer und Spilite handeln kann, so daß die Bezeichnung «Vulkanische Brekzie» nur mit Vorbehalt angewendet werden sollte.

Das Auftreten von Kalkschlieren beträchtlichen Ausmaßes in der Brekzie Nr. 25 von Profil 7 bewog mich seinerzeit, dieses Niveau mit den fossilführenden Kalken des Sonnenberges (W. BRÜCKNER et al., 1957) zu vergleichen. Die genauere Prüfung hat aber ergeben, daß zwischen diesen beiden Kalkvorkommen keine Analogie besteht, denn der Fossilhorizont des Sonnenberges ist als dunkelblauer Kalk ausgebildet, der überdies Gastropoden und Echinodermen enthält. Die marmorisierten, hellen Kalke vom Fuggstock hingegen sind gänzlich fossilleer und führen Spilit- und Schieferfetzen. Damit gehört dieses Karbonat mit den übrigen Bestandteilen zur Brekzie. Eine Spektral-Kurzanalyse, die durch Herrn Dr. M. WEIBEL freundlicherweise vorgenommen wurde, ergab, daß die Marmorschlieren vom Fuggstock aus praktisch reinem Ca CO_3 bestehen; von Si, Mg und Mn konnten nur Spuren nachgewiesen werden. Wahrscheinlich wurde dieses Karbonat als Sinterbildung von zirkulierenden warmen Wässern — beim Abklingen der vulkanischen Tätigkeit im Kärpfgebiet — ausgeschieden.

Etwas nördlich des Sonnenberg-Fossilhorizontes treten auch vulkanische Brekzien auf, die man mit einiger Vorsicht mit denjenigen des Fuggstockes vergleichen darf; auch zeigt die Eruptivserie des Sonnenberges bedeutende fazielle Anklänge an Profil 7.

Karbonate

Einige Rätsel geben nun noch die Karbonatbänkchen und -eier auf, die unabhängig von den soeben besprochenen Kalken in den Schiefen der Grisch-Schichten, der Foostock-Schiefer und untergeordnet sogar in den Schönbühl-Schiefen auftreten. Die Ausbildung dieser Karbonate ist stets ungefähr dieselbe: In der Anwitterung braungelb bis dunkelbraun, zeigen sie im Bruch hellbraune bis hellgraue, zuweilen sogar rötliche Töne. Das Karbonat ist in dünnen, bis dezimeterdicken Bänkchen, zuweilen auch

als Knollen in den schiefrigen Partien des Verrucano eingelagert und zeigt — abgesehen vom unten angeführten quelltuffartigen Vorkommen — feinkörnig-dichte Ausbildung.

Es besteht aus fast reinem Ca CO_3 , etwas Dolomit, wenigen authigenen Quarzindividuen sowie oft auch etwas Siderit. Eisendendriten sind häufig. Von zwei Vorkommen dieser Karbonate (aus den Grisch-Schichten und aus den Schönbühl-Schiefern) fertigte Herr Dr. M. WEIBEL wiederum in verdankenswerter Weise Kurzanalysen an. Beide Proben zeigten dasselbe Spektrogramm: Hauptelement bildet Ca, als Nebenelemente treten Fe, Mg, Si und Mn auf (Mn ca. 1 %).

L. WYSSLING (1950) schloß aus diesen Bildungen auf die Herrschaft von seichtem Wasser. Würde dies zutreffen, so müßten die Laven, die zum größten Teil in den Grisch-Schichten eingelagert sind, mindestens stellenweise Pillow-Strukturen zeigen, was aber, auch nach den Beobachtungen von AMSTUTZ, nirgends der Fall ist. Bedeutend klarer werden diese Erscheinungen, wenn man Untersuchungen von terrestrischen Sedimenten in semiariden Klimagebieten berücksichtigt. So sind nach A. PRICE (1933) Kalkkrusten, sog. Caliche (im Vordern Orient auch als Nari bekannt) geradezu ein Charakteristikum für semiaride Verhältnisse. Diese entstehen dadurch, daß das während der kurzen Regenperioden im Boden versickerte Wasser in den Trockenzeiten als mineralisierte Lösung kapillar wieder aufsteigt und an der Oberfläche Karbonat ausscheidet. Die Kalk-Caliche sind auf semiaride Klimazonen beschränkt, da bei humideren Verhältnissen das Karbonat von den Oberflächenwässern wieder aufgelöst wird. In diesem Zusammenhang sind die vom Scheidnößli bekannten Karbonateinschlüsse erwähnenswert, die dort im obersten, verwitterten Teil des Erstfelder Gneises auftreten. Darüber folgt primär diskordant die Trias (W. BRÜCKNER und E. NIGGLI, 1954). ALB. und ARN. HEIM erwähnen 1917 die Möglichkeit, daß dieser Verwitterungshorizont mit Karbonateinschlüssen permischen Alters sein könnte.

Sodann muß noch berücksichtigt werden, daß mit größter Wahrscheinlichkeit auch Wässer vulkanischer Provenienz an der Bildung des Verrucano-Caliche mitbeteiligt waren.

Im hintersten Krauchtal, östlich der Stutzhütte (Koo. 736 250/207 500), befindet sich ein quelltuffartiges Karbonatvorkommen von ca. 3 m Mächtigkeit. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY existieren derartige Bildungen auch im Freiberg, z. B. im Norden des Hahnenstockes. Die Suche nach Überresten von Pflanzen, die in Sinter-

bildungen von Quellen meist vorkommen, verlief erfolglos. Dies kann als weiterer Hinweis auf die Mitwirkung von warmen Wässern vulkanischer Provenienz gewertet werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Grisch-Schichten nach NW und NE ihre Fazies stark ändern. Im NW treten neben Spiliten Quarzporphyroide auf, bei denen es noch nicht feststeht, ob es sich um Ignimbrite oder umgelagerte Quarzporphyre⁶ handelt. Daneben kommen Brekzien vor, die zur Hauptsache aus Spilitkomponenten bestehen, sowie Tuffe und Tuffite. In nordöstlicher Richtung treten die von Vulkaniten herrührenden Einschaltungen immer mehr zurück, bis schließlich eine fast rein detritische Fazies vorherrscht. In derselben Richtung nimmt auch die Gesamtmächtigkeit kontinuierlich ab. Im Osten, Nordosten und Norden wird die Mären-Serie bis auf einige Reste fragwürdiger Zugehörigkeit (z. B. Alp Bütz im Murgtal) durch Sernifit ersetzt.

IV. Der Fuggstock-Sernifit

a) Verbreitung und Detailprofile

(vgl. auch Fig. 4, 5)

Im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes folgt über den Grisch-Schichten eine grobdetritische Serie von roten Brekzien und Feinbrekzien. In der Gegend westlich von Werben (Krauchtal) besitzt diese Serie eine Mächtigkeit von knapp 100 m, die in südwestlicher Richtung bis unter den Gulderstock kontinuierlich zunimmt. Diese Mächtigkeitszunahme ist zum Teil dadurch bedingt, daß die Fülen-Schiefer und ein Teil der Grisch-Schichten seitlich in den Fuggstock-Sernifit übergehen.

Nordöstlich des Fuggtäli konnte folgendes Profil aufgenommen werden:

⁶ Die Vergesellschaftung von sauren und basischen Laven im permischen Vulkanismus wirft schwierige Probleme auf. G. C. AMSTUTZ (1954, S. 113) erachtet es als möglich, daß die spilitische Differentiation unterbrochen wurde, wobei sich die Zusammensetzung nach dem alkali-granitischen Feld verschob, oder daß zwei Differentiationszweige — ein spilitischer und ein granitischer Zweig — vorhanden sind (Verwandtschaft zweiter Ordnung).

Profil 9: östlich des Gulderstock-Gipfels, Koo. 734 600 / 205 550.

Unten:		rote und grüne Tonschiefer der Grisch-Schichten.
1.	5 m	grüne Siltschiefer mit einigen dünnen Karbonatlagen.
2. ca.	6 m	hellgrüne, verschieferte Feinbrekzie mit hellen, wasserklaren Quarzen.
3.	10 — 12 m	dunkelgrüne Feinbrekzie mit lagiger Anordnung der Komponenten.
4. ca.	20 m	violette Feinbrekzie mit Einlagerungen von dunkelbraun anw., im Bruch rötlich-grauen kalkfreien Sandsteinen (\varnothing bis 1 m).
5.	9 — 11 m	dunkelgrüne Brekzie mit hellen Quarzen.
6. ca.	35 m	violette Brekzie mit makroskopisch erkennbaren Quarzporphyrbruchstücken und wasserklaren Quarzen, etwas verschiefert.
7.	45 — 47 m	rot-violette Feinbrekzie, lagig, mit wasserklaren Quarzen. Einige dunkelrote Siltschiefer-Zwischenlagen.
8. ca.	50 m	rote Siltschiefer, wechsellagernd mit roten und violetten Siltschiefern.
Oben:		dunkelrote Schönbühl-Schiefer.

Bei einer größten Mächtigkeit von ca. 460 m besitzt der Fuggstock-Sernifit am SW-Grat des Gulderstockes zugleich die größte Ausbildung. Das sehr monotone Profil besteht gänzlich aus roten Brekzien; die Größe der Komponenten liegt stets über 1 mm. Vom Gulderstock nach NE nimmt die Korngröße kontinuierlich ab. Westlich von Mühlebach-Oberstafel besitzt der Fuggstock-Sernifit noch eine Mächtigkeit von ca. 90 m, die sich bis ins Widersteinerloch auf 70 m reduziert.

b) Fazies und Lithologie

Zusammensetzung

Dünnschliff

Fuggstock-E Grat Koo. 734 600 / 205 150: rote Brekzie.

Grundmasse: feinkörnig, aus Quarz und Feldspat bestehend, durchzogen von einigen Serizitschnüren.

Einsprenglinge: splitterige, gerundete und korrodierte Quarze, neben einigen Albitindividuen. Außerdem große Spilitbruchstücke \varnothing bis 2,5 mm. Erz: vorwiegend Hämatit.

Textur: gerichtet, undeutlich lagig.

Im Handstück sind für den Fuggstock-Sernifit die hellen, wasserklaren Quarzeinsprenglinge charakteristisch, welche geradezu ein Leitmineral für diese Serie darstellen. Die Komponenten sind deutlich lagig angeordnet.

Durch Auszählung an Dünnschliffen konnte folgendes Verhältnis der verschiedenen Quarztypen ermittelt werden (in Prozenten des gesamthaft vorhandenen detritischen Quarzes):

korrodierte Quarzkristalle	10 %
eckige, splinterige Quarzbruchstücke	44 %
gerundete Quarzkörner	46 %

Der Totalanteil des Quarzes beträgt ca. 40 % aller Komponenten.

Verglichen mit den auf S. 39 beschriebenen Quarzporphyroiden treten beim Fuggstock-Sernifit die korrodierten Quarze zugunsten der gerundeten zurück, woraus abgeleitet werden darf, daß der Fuggstock-Sernifit im Gegensatz zu den Quarzporphyroiden eine rein detritische Ablagerung darstellt.

Die im Fuggstock-Sernifit besonders augenfällig auftretende gerichtete Anordnung der Komponenten — welche stellenweise fast den Eindruck einer Schichtung erweckt — veranlaßte mich, nach Schichtungskriterien, besonders nach Graded Bedding, zu suchen. Tatsächlich findet man an verschiedenen Orten, u. a. auch am Gulderstock W-Grat, eine Sortierung nach der Korngröße; dabei nimmt jedoch das Korn nicht nur gegen das Hangende, sondern, sogar im gleichen Aufschluß, auch gegen das Liegende hin ab (aufrechte und verkehrte Vertikalsortierung⁷). Die Feststellung, daß in derartigen Sedimenten gelegentlich unsystematische Vertikalsortierung auftritt, wurde auch von R. SHROCK (1948, S. 66) und W. H. TWENHOFEL (1950) erwähnt.

Herkunft des Materials

Die regelmäßige Abnahme der Korngröße und der Mächtigkeit gegen NE weist auf eine Schüttung aus dem SW hin. Der Fuggstock-Sernifit kann damit als Ausläufer des Kärpf-Gipfelkonglomerates (vgl. Schichtfolge des Freiberges, S. 59) betrachtet werden.

⁷ Gleiche Resultate zeitigte eine mit A. STÄUBLE durchgeführte Untersuchung im Sernifit-Steinbruch von Murg, wo die Beobachtungsverhältnisse an den durch laufende Sprengarbeiten freigelegten Aufschlüssen besonders günstig waren.

V. Die Fulen-Schiefer

a) Verbreitung und Detailprofile

Diese Serie, die auf der E-Seite des Krauchtales zwischen die Grisch-Schichten und die Schönbühl-Schiefer eingeschaltet ist, läßt sich gegen das Liegende wie auch gegen das Hangende nur schlecht abgrenzen. Wenn sie trotzdem als eigene Gruppe ausgeschieden wird, geschieht dies aus rein vergleichend lithologischen Gründen; auf der Westseite des Krauchtales nämlich tritt an die Stelle dieser Fulen-Schiefer der mächtig entwickelte Fuggstock-Sernifit.

Das südlichste Vorkommen der Fulen-Schiefer baut die zerrissenen, 120—140 m hohen Felswände des Fulen auf: die Serie zieht dann, ziemlich regelmäßig mit ca. 12° absteigend, über die Märenegg in die Felsköpfe westlich von Schönbüelstafel hinein.

Profil 10: südwestlich Wißgandstöckli, Koo. 737 150 / 206 100.

Unten:		graue und violette Tonschiefer der Grisch-Schichten.
1.	4 m	violette, feinsandige Tonschiefer mit grauen Phylliteinschaltungen. Spärliche, gelbliche anw. Karbonathäute.
2.	ca. 40 m	rot-violette Siltschiefer mit dezimeter-dicken Bänken von feinsandigen grünen Tonschiefern.
3.	ca. 10 m	blau-violette und grüne Phyllite.
4.	25 — 28 m	dunkelrote Siltschiefer mit einigen gelb anw. im Bruch hellbraunen Karbonat-Eiern.
5.	ca. 60 m	violette und graue feinsandige Tonschiefer mit einigen tiefroten Phylliteinschaltungen.
6.	ca. 15 m	violette, feinsandige Tonschiefer, wechsellagernd mit dunkelroten Siltschiefern.
Oben:		blutrote Schönbühl-Schiefer.

Von der Märenegg an nach N schalten sich an der Basis feinbrekziöse Horizonte ein. Diese in Fuggstock-Sernifit-Fazies ausgebildeten Konglomerate verdrängen westlich der Schönbüelplatten die Fulen-Schiefer vollends.

Profil 11: Wißgandstöckli—Krauchtal, Koo. 736 800 / 206 700.

Unten:		graue Phyllite der Grisch-Schichten (vgl. Profil 6).
1.	ca. 30 m	dunkelrote, zum Teil etwas siltige Schiefer mit grünen Flecken.
2.	14 — 16 m	rot-violette feinsandige Tonschiefer mit feinbrekziösen Zwischenlagen, die wasserklare Quarze enthalten.

- | | | | |
|----|---------|------|---|
| 3. | ca. | 5 m | rote und grüne feinsandige Tonschiefer, wechsellagernd mit roten Phylliten. |
| 4. | 15 — 16 | m | violette Schiefer, mit grünen feinsandigen Tonschiefern wechsellagernd. |
| 5. | ca. | 35 m | violette und rote Phyllite mit vereinzelt gelben Karbonathäuten. |
| 6. | ca. | 30 m | dunkelrote Phyllite mit einigen Zwischenlagen von sekundären Quarzknauern. |
| 7. | 15 — 16 | m | blau-violette Schiefer mit Bänkchen von rotbraun anw., im Bruch rötlichen Sandsteinen (\varnothing bis 10 cm). |
| 8. | ca. | 10 m | dunkelrote Schiefer, mit Kalzit in Zerrungsrissen. |
| 9. | 16 — 17 | m | dunkelrote Schiefer. |
- Oben: blutrote Schönbühl-Schiefer.

b) Genese

Die tieferen Horizonte (1—4 von Profil 11) der Fülen-Schiefer können als Ausläufer des Fuggstock-Sernifites betrachtet werden, während die obere Partie in Schönbühl-Schiefer-Fazies entwickelt ist. Etwas weiter im SE (Profil 10) fehlen die für die Fuggstock-Sernifitfazies typischen feinkristallinen Einschaltungen mit wasserklaren Quarzkomponenten. Nr. 1—3 von Profil 10 sind abgesehen von der etwas gröberen Ausbildung noch durchaus in Grisch-Fazies ausgebildet, während die Horizonte 5—6 den Übergang zu den Schönbühl-Schiefern markieren.

VI. Die Schönbühl-Schiefer

Diese Bezeichnung wird neu eingeführt; Typlokalität ist der P. 2237 (Koo. 736 100 / 208 550) auf Schönbühl (L. K. 1 : 50 000), südwestlich des Spitzmeilen.

a) Verbreitung und Detailprofile

(vgl. auch Fig. 4, 5, S. 28/29)

Auf der Ostseite des Krauchtales gehen die Schönbühl-Schiefer allmählich aus den liegenden Fülen-Schiefern hervor.

Profil 11: Wißgandstöckli—Krauchtal (Fortsetzung):

Unten:		dunkelroter Tonschiefer der Fülen-Serie.
10.	ca. 30 m	tiefrote («stierenblutrote») Tonschiefer mit einigen bis cm-dicken gelb-braunen anwitternden Karbonatlagen.
11.	2 m	braun anw., im Bruch rötlich-grauer, kalkführender Sandstein.
12.	ca. 35 m	dunkelrote, stellenweise etwas siltige Tonschiefer.
13.	15 — 16 m	rote Siltschiefer mit einigen hellbraunen Karbonatknollen.
14.	1,5 — 2 m	«stierenblutrote», rauhe Siltschiefer.
15.	1 — 1,5 m	grau anw., in Bruch rötlicher, feinkörniger, quarzitischer Sandstein.
16.	2,5 m	dunkelrote Tonschiefer mit vereinzelt grünen Flecken.
17.	0,2 — 1 m	hellgrüne (ausgebleichte) Tonschiefer.
Oben:		grobkörniger Melsersandstein (Trias).

Der quarzitisches Sandstein (Profil 11, Nr. 15) läßt sich lückenhaft bis an den Schönbüelpaß verfolgen. Am Westrand von Schönbüel schalten sich unmittelbar unter der Trias/Verrucano-Grenze zwei quarzitisches Sandsteinbänder in die blutroten Schönbühl-Schiefer ein, welche — die beiden auch in der L. K. verzeichneten Rippen von Schönbüel bildend — dem Ostfuß des Gipsgrates entlang bis in den Gulderngrat hineinziehen. Südwestlich des Bützi werden sie von der hangenden Trias diskordant abgeschnitten. Für eine Profilaufnahme ist die Gegend von Schönbüel wie auch die Rot Gand ungeeignet, da dort der obere Teil der Schönbühl-Schiefer mit den beiden Quarzitbändern in die von OBERHOLZER beschriebene Weißmeilenfalte einbezogen und in deren Nordschenkel steil aufgestellt wurde. Die tieferen Horizonte der Schönbühl-Schiefer hingegen wurden von dieser tektonischen Komplikation nicht mehr in Mitleiden-schaft gezogen. Der im Gegensatz zur Krauchthal-Ostseite scharfe Kontakt gegen den liegenden Fuggstock-Sernifit zieht — soweit er der Beobach-tung zugänglich ist — ohne größere Störungen unter der Rot Gand durch.

Profil 12: Gulderstockgrat E-Seite, östlich des Bützi.

Unten:		rote Feinbrekzie des Fuggstock-Sernifits.
1.	ca. 35 m	rote, feinsiltige Tonschiefer.
2.	5 — 7 m	hellrote, schwach mergelige Tonschiefer und Phyllite.
3.	25 — 27 m	dunkelrote («blutrote») Tonschiefer mit einigen gelb anw., im Bruch ockerfarbigen Karbonatknollen.
4.	0,3 — 0,5 m	braun anw., im Bruch hellroter, etwas karbonatischer Sandstein.

- | | | |
|-------|-------------|---|
| 5. | ca. 30 m | violette und dunkelrote Tonschiefer mit siltigen Einlagerungen. |
| 6. | 5 m | hellrote, schwach mergelige Tonschiefer und Phyllite mit grünen Flecken. |
| 7. | ca. 10 m | «stierenblutrote» Tonschiefer. |
| 8. | 1,2 — 1,4 m | feinkörniger, dichter, hellgrau anwitternder, im Bruch rötlicher, quarzitischer Sandstein. |
| 9. | 6 — 5,5 m | dunkelrote Tonschiefer. |
| 10. | 0,8 — 1,2 m | hellgrau anw., im Bruch weißlicher quarzitischer Sandstein (bis Quarzit). |
| 11. | 0,5 — 1 m | blutrote Tonschiefer. |
| 12. | ca. 1 m | grüner, dichter, feinkörniger Quarzit mit hellen Glimmerschüppchen (Serizit). |
| 13. | 4 — 5 m | dunkelrote Tonschiefer. |
| 14. | 0,5 — 1 m | hellrote und hellgrüne (ausgebleichte) Tonschiefer. |
| Oben: | | hellbraun anwitternder, im Bruch hellgrüner, grobkörniger, quarzitischer Melsersandstein (Trias). |

Nr. 8 bildet das untere, Nrn. 10 und 12 das obere, gedoppelte Quarzitband.

Von der Bützi gegen den Gulderstock-Gipfel reduziert sich die Mächtigkeit der Schönbühl-Schiefer rasch, während der Fuggstock-Sernifit — wie bereits erwähnt — in gleicher Richtung zur größten Dicke anschwillt (Fig. 4). Unter dem südlichen Vorgipfel des Gulderstockes sind nur noch einige Meter Schönbühl-Schiefer vorhanden, die ihrerseits unmittelbar den zerrütteten Lias der Gipfelkappe tragen. Die Trias keilt schon weiter im NE aus.

Die größte Mächtigkeit besitzen die Schönbühl-Schiefer im hinteren Mühlebachtal und unter dem Rot Tor; sie bilden dort die ganze Bergflanke des Goggeien und des Huet bis in die Alp Üblis hinunter. Am östlichen Goggeiengipfel sitzt noch ein schwächtiger Rest von Trias und Lias auf; der Westgipfel, wie übrigens auch der Gipfelklotz des Rot Tor, wird durch Dogger gebildet. Oberhalb der Lusermatt befindet sich ein merkwürdiger Aufschluß von Dogger und Malm (Schiltkalk), der von J. OBERHOLZER (1933) studiert wurde (S. 148). Da auch nördlich des Grenzkammes, auf der Alp Chamm, Reste von Schiltkalk aufgefunden wurden, darf angenommen werden, daß dieses Paket von Mesozoikum versackt ist; ursprünglich lag es wohl auf dem Ruchsytengrat oder auf dem Heustock.

Profil 13: Werben—Huet.

Unten: feinkörniger Fuggstock-Sernifit.

1. 80 — 90 m rote Tonschiefer, mit bis 2 m dicken Einlagerungen von grünen Tonschiefern und Phylliten, mit einigen Karbonatknollen.
2. 40 m Gehängeschutt.
3. ca. 50 m dunkelrote Siltschiefer.
4. ca. 110 m dunkelrote Tonschiefer mit vereinzelt grünen Flecken, zahlreiche, durch Kalzit verheilte Zerrungsrisse. Entlang Clivageflächen oft Rutschharnische.
5. 30 — 35 m siltige violette Tonschiefer mit feinkörnigeren Lagen.
6. 80 — 90 m dunkelrote («blutrote») Tonschiefer mit vereinzelt Karbonatknollen und Feinkörnigenlagen bis 1 mm Ø. Gleitharnische häufig.
7. ca. 40 m «stierenblutrote» und violette Tonschiefer und Phyllite, mit ausgebleichten, bis dm-dicken grünen Zwischenlagen. Auf Clivageflächen Gleitharnische.

Oben: Gipfel des Huet.

Unter dem Rot Tor und auf der Ostseite des Widersteinerloch zeigen die Schönbühl-Schiefer noch dieselbe Ausbildung wie in Profil 13.

Gegen den Fuggstock-Sernifit sind die Schönbühl-Schiefer sowohl auf der Alp Üblis wie auch im Widersteinerloch ziemlich scharf abgegrenzt. Spuren tektonischer Beanspruchung (Kakirite usw.) fehlen. Der Übergang vom Sernifit zu den roten Schiefern vollzieht sich stets auf einer Distanz von 5 bis max. 10 m.

b) Fazies und Lithologie

Zusammensetzung

Im Gegensatz zur Mären-Serie weisen die Schönbühl-Schiefer keine Merkmale mehr auf, die auf eine tuffogene Beeinflussung schließen lassen (z. B. Quarzporphyroide, Tuffitschiefer usw.); es scheint sich vielmehr um rein mittel- bis feindetritische Ablagerungen zu handeln. Für die dunkelrote Färbung ist zur Hauptsache Eisenoxyd verantwortlich.

Nach C. O. DUNBAR und J. RODGERS (1957) können Red Beds sich nur in warmem, humidem Klima bilden; unter ariden oder semiariden Verhältnissen entstehen nur graue bis gelbe Verwitterungsfarben. Hingegen bleiben unter semiariden und ariden Klimaverhältnissen die Oxydationsfarben primär roter Sedimente erhalten.

Eine der wichtigsten Voraussetzungen für die Bildung von Red Beds ist nach W. H. TWENHOFEL (1950) neben warmen klimatischen Verhältnissen die Abwesenheit von Organismen sowie auch von organischen Substanzen überhaupt. Organische Substanzen, auch in kleineren Mengen, üben reduzierende Wirkung aus. In marinem oder limnischem Milieu können Red Beds nur zur Ablagerung kommen, falls die Existenz von Lebewesen verunmöglicht ist, z. B. infolge erhöhter Salinität.

In erster Linie stellt sich die Frage, ob die roten Oxydationsfarben des Verrucano primär sind, oder ob die Oxydation der Ferro- zu Ferri-Verbindungen erst später (z. B. syngenetisch) erfolgte. Es finden sich keinerlei Hinweise, die für die zweite Möglichkeit sprechen, wohl aber bestätigen die Beobachtungen die Ansicht, daß der Detritus schon in oxydiertem Zustand sedimentiert wurde. Nirgends läßt sich nachweisen, daß ein Farbwechsel von grün zu rot stattgefunden hätte, es finden sich stets nur grüne, meist konzentrische Ausbleichungs- bzw. Reduktionszonen in roter Umgebung, nie umgekehrt. Sodann zeigte sich, daß in pulverisierten Proben von Schönbühl-Schiefen die hämatitische Substanz sich nicht auf Krusten um die einzelnen Körner beschränkt — wie dies bei sekundärer Oxydation eigentlich zu erwarten wäre —, sondern daß das rote Pigment in feinsten Verteilung die ganze Probe durchsetzt.

Überblickt man die oben angeführten Beobachtungen, so ergeben sich verschiedene Widersprüche. Einerseits muß für die Rotfärbung warmes, humides Klima vorausgesetzt werden, andererseits müssen auf Grund des Fehlens von fluviatilen Sedimenten und wegen des Vorkommens von Sheet-Floods trockene, fast semiaride Bedingungen vorausgesetzt werden.

Die Annahme, daß die Oxydation früher erfolgte, in dem Sinne, daß der Verrucano — im besonderen die Schönbühl-Schiefer — den Verwitterungsschutt eines unter humiden Verhältnissen verwitterten Gebirges darstellen, kann nicht befriedigen.

Die Vererbung der roten Färbung aus einer älteren Formation würde unvorstellbare Mächtigkeiten der Verwitterungsschicht des Herkunftsgebietes bedingen.

In diesem Zusammenhang muß auf die ausführliche Diskussion der

Sedimentationsbedingungen der Inferno-Serie (Mercantour) durch A. FAURE-MURET (1955, S. 179) hingewiesen werden. Die genannte Autorin versucht, das Vorkommen von «Sheet flow»-artigen Sedimenten neben Red Beds durch verschiedene Klimata der Abtragungsgebiete zu erklären.

Der Übertragung dieser an und für sich einleuchtenden Erklärung auf den Glarner Verrucano kann jedoch das Vorkommen der zahlreichen Kalkkrusten entgegengehalten werden.

Eine andere Möglichkeit wäre die, daß die Gebirge relativ feucht waren, das Ablagerungsgebiet dagegen semiarid. Diese Lösung könnte lokal allenfalls für den Glarner Verrucano in Betracht gezogen werden; die Intensivierung der Rotfärbung vom unteren gegen das obere Perm ist aber ein Phänomen, das in ganz Europa in Erscheinung tritt (M. SCHWARZBACH, 1950).

Die Lösung dieser Fragen ist in einem beschränkten Gebiet nicht möglich, so daß sich eine Diskussion dieser Fragen im Rahmen dieser Arbeit erübrigt.

Das Auftreten von Caliche in den Schönbühl-Schiefern erlaubt anzunehmen, daß dieser Schichtstoß ebenfalls ein terrestrisch-semiarides Sediment darstellt.

W. H. TWENHOFEL (1950) bemerkt, daß neben Organismenresten auch Caliche-Bildungen Reduktion in ihrer nächsten Umgebung bewirken. Diese Feststellung trifft auch für die Karbonatlagen und -knollen zu, die stets von einer grünen Haut umgeben sind. Die häufig auftretenden, oft kreisrunden grünen Flecken können durch Organismenreste entstanden sein.

Die roten feinsandigen Tonschiefer des Steinbruches von Murg enthalten häufig röhrenartige, gewundene Gebilde, die von einem grünen Hof umgeben sind. Einige der besterhaltenen Stücke, die mir von Herrn C. ALTMANN, Weesen, freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden, lassen im Querschnitt folgendes erkennen: Ein feinkörniger, hellgrüner Kern (\varnothing bis 3 cm) aus tonigem Material wird von einem ca. 5 mm breiten Ring aus fast schwarzem, spätigem Karbonat umgeben. Die grüne Farbe geht in einem Umkreis von einigen Zentimetern in Rot über. Im Dünnschliff zeigt sich ferner, daß die Kornzusammensetzung innerhalb und außerhalb des Karbonatringes — sowie der roten und der grünen Zonen — dieselbe ist. Das Karbonat setzt sich aus praktisch reinem, sekundärem Kalzit zusammen. Die dunkle Färbung muß von schlierig verteilter, im Schliff hellbrauner bis gelbbrauner bituminöser Substanz herrühren.

Die Lage dieser «Röhren» in bezug auf die Schichtung ist nicht einheitlich; vielmehr scheint es, daß sie wirr in allen möglichen Richtungen liegen.

Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei diesen organischen Resten um Überbleibsel eingeschwemmter Pflanzen. J. F. HUBERT (1960) beschreibt ähnliche Bildungen aus der Fountain formation von Colorado, wobei er nachweisen konnte, daß derartige Ausbleichungen zum Teil auf Pflanzenreste zurückzuführen sind.

Ein erster Versuch, diese röhrenartigen Gebilde als Wurmspuren zu deuten, ist deshalb nicht sehr aussichtsreich, weil nach dieser Voraussetzung die dunkle Karbonatrinde mit organischer Substanz kaum erklärt werden kann. Die Interpretation, daß diese Substanz von Pflanzen (z. B. Stengeln) herrührt, und daß die Anreicherung von Kalzit im Zusammenhang mit Zersetzungs Vorgängen (Erhöhung des pH?) des organischen Materials zusammenhängt, erscheint bedeutend wahrscheinlicher.

Für die auf der Ostseite des Gipsgrates in den Schönbühl-Schiefern eingelagerten quarzitären Sandsteine muß subaquatische Entstehung angenommen werden; bei diesen Gesteinen handelt es sich um ähnliche Bildungen wie beim Melser Sandstein, der von BRUNNSCHWEILER als litorale, marin-detritische Ablagerung betrachtet wird.

Herkunft des Materials

Es können kaum Zweifel darüber bestehen, daß das feine detritische Material der Schönbühl-Schiefer aus nördlicher oder nordwestlicher Richtung geschüttet wurden. Innerhalb des engeren Untersuchungsgebietes ist die Korngrößenzunahme gegen N (vom Gulderstock gegen den Goggeien) augenfällig. Verfolgt man dieses Niveau gegen den Walensee zu, so findet man zunächst rote Sandsteine (besonders schön aufgeschlossen nördlich der Alp Unter-Mürtschen, in der Felswand unterhalb des Bärenbodens) und schließlich, weiter Murgtal auswärts (zwischen Steinalp und Chammwald, über dem Triasdolomitband), sogar Brekzien vergesellschaftet mit groben, roten Siltschiefern. Die Sernifitfazies greift hier also auf die jüngsten Glieder des Verrucano über.

Diese Verrucano-Schüttung deckte nicht nur den vom Käpf her in das Untersuchungsgebiet hineinreichenden Fuggstock-Sernifitschuttkegel ein, sondern auch die aus andern Richtungen stammenden Sernifitschüttungen des Murg- und Schilstales.

c) Die Diskordanz zwischen Verrucano und Mesozoikum

Aus der geologischen Kartenskizze Tafel I ist ersichtlich, daß am Gulderstock zwischen Melser Sandstein und Verrucanoquarziten eine schwache Winkeldiskordanz von ca. 4° besteht. Ohne Zweifel ist diese Diskontinuität auf einen Sedimentationsunterbruch zurückzuführen, wie dies übrigens auch J. OBERHOLZER annahm. Im Gufelstockgebiet konnten von R. BRUNNSCHWEILER und neuerdings von R. HUBER Verwitterungszonen im obersten Sernifit unmittelbar unter dem Melser Sandstein festgestellt werden. Nach freundlicher Mitteilung von R. HUBER ist am Hechlenstock die Diskordanz zwischen Melser Sandstein und dem Sernifit der Glarner Decke besonders deutlich ausgeprägt. Am Gulderstock und auch am Wißgandstöckli sind die obersten Schönbühl-Schiefer ausgebleicht und zeigen hellrote und sogar gelbliche Farbtöne; es darf dies ebenfalls als ein Indiz für eine Erosionsphase gewertet werden.

Am Gulderengrat keilt die Trias, vorerst mit ihren basalen Horizonten, in südlicher Richtung aus (Fig. 6, S. 54). Die Ansicht J. OBERHOLZERS, es handle sich dabei um eine sedimentäre Erscheinung, kann somit nur bestätigt werden.

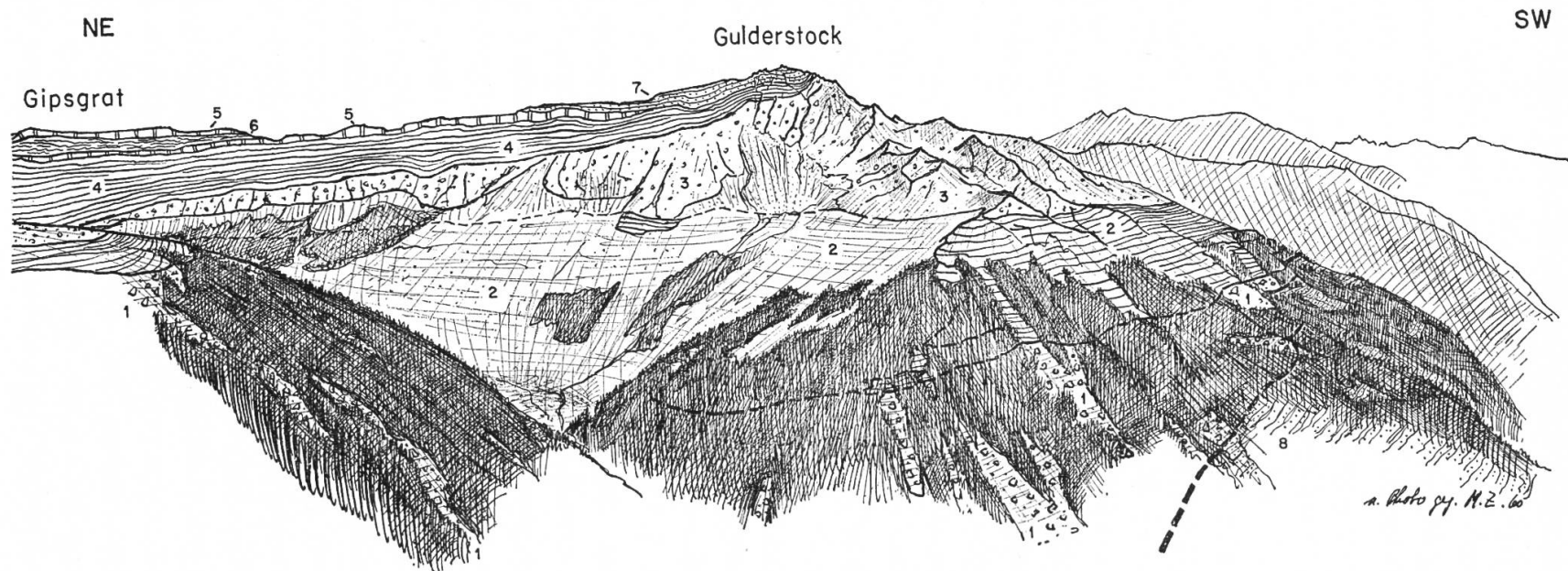
Am Gulderstock liegt der zerrüttete Lias der Gipfelkappe direkt auf dem Verrucano, im S fehlen Infralias und Cardinienschichten, so daß die verschuppte Prodkamm-Serie in Kontakt mit dem Verrucano tritt. R. TRÜMPY vermutet, daß diese Diskordanz — wie auch diejenige am Rot Tor, wo der Dogger auf den Verrucano hinabgreift — ursprünglich primärer Natur ist; durch tektonische Bewegungen wurden diese Diskontinuitäten noch ausgeprägter gestaltet. Diese Interpretation dürfte den tatsächlichen Verhältnissen am ehesten entsprechen, zumal die Annahme einer Überschiebung von Axen-Lias auf Mürtschen-Verrucano und -Trias, wie dies OBERHOLZER für kurze Zeit postulierte, nicht befriedigen kann.

Die Frage, ob die Verrucanoquarzite im Raume Goggeien—Rot Tor gar nie zur Ablagerung gelangten, oder ob sie der Erosion vor Ablagerung des Melser Sandsteins oder einer jurassischen Erosionsphase zum Opfer fielen, ist ebenfalls schwierig zu entscheiden.

Interessant ist jedenfalls, daß am Rot Tor auch die Trias fehlt (Fig. 4). Nach den Beobachtungen von R. TRÜMPY (1949) sind die Liassandkalke voll von Trias-Geröllen; es muß damit angenommen werden, daß die Trias am Rot Tor primär vorhanden war, im Laufe der Liaszeit aber in den Bereich des «Randgebirges» geriet und erodiert wurde.

Fig. 6

Der Gulderstock von NW, vom Gufelstock aus



1 Üblital-Sernifit, 2 Mären-Serie, 3 Fuggstock-Sernifit, 4 Schönbühl-Schiefer,
5 Dolomit und Rauhwacke, 6 Quartenschiefer, 7 Lias, 8 „Flysch” s. l. unter der Hauptüberschiebung

Schichtgrenzen — — —

Hauptüberschiebung — — —

Im Nordwesten, im Gebiet der Glarner-Decke, fehlen die Schönbühl-Schiefer wegen vortriadischer Erosion.

VII. Bemerkungen über den Verrucano außerhalb des Gulderstock-Gebietes

a) Der Verrucano westlich des Murgseebruches

Aus den Sammelprofilen ist ersichtlich, daß eine Parallelisation über das Widersteinerloch hinweg auf Schwierigkeiten stößt. Praktisch die ganze Ostflanke des Gufelstocks besteht aus Sernifit, nur der Gipfelbau wird durch Schönbühl-Schiefer gebildet, die aber durch einen Triaszug vom obersten Sernifit abgetrennt werden und eindeutig zur Mürtschen-Decke gehören. Die Rot-Tor-W-Seite dagegen wird zur Hauptsache aus Schönbühl-Schiefer aufgebaut, an deren Basis noch ein reduzierter Fuggstock-Sernifit und eine ebenso schwächliche Mären-Serie vorhanden sind. Der Angelpunkt der ganzen Korrelation liegt in einer schwächtigen, in den Sernifit des Gufelstockes eingeschalteten Schieferserie, die auf Grund ihrer Fazies (rote und grüne Tonschiefer mit einigen Karbonatlinsen) als westlicher Ausläufer der Mären-Serie gelten darf. Die Schieferzone liegt am Gufelstock rund 100 m höher als auf der E-Seite des Widersteinerloches; die Sprunghöhe des Murgseebruches ist also hier geringer als bisher von J. OBERHOLZER und R. HELBLING angenommen wurde. Der Fuggstock-Sernifit des Rot Tor scheint nicht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Sernifit über den Gufelstock-Märenschiefern zu stehen, da ersterer einer Schüttung aus SW angehört, während letzterer — wie der tiefere Sernifit — vom westlichen Verrucano-Trogrand herkommen muß.

Zwischen den Gufelstock-Fanglomeraten unter und über der Schieferserie konnten bis jetzt keine einwandfreien Unterschiede gefunden werden, die beim Fehlen der Schiefer eine Abgrenzung der beiden Sernifite erlauben würden. Dies kommt auch in der Kornauszählung zum Ausdruck. (Die Untersuchung erfolgte in derselben Weise wie auf S. 24):

1. Unterer Gufelstock-Sernifit (westlich Widersteinerhüttli Koo. 730 750 / 209 360).

2. Oberer Gufelstock-Sernifit (SE Gufelstockgipfel, Koo. 730 200 / 209 050).

	1.	2.
Sedimentbruchstücke	26 %	30 %
Dunkle Spilite	18 %	15 %
Grüne Spilite	21 %	11 %
Quarzporphyroide	23 %	16 %
Quarzite (bei 2. vorwiegend schwarze Quarzite)	3 %	12 %
Granitische Komponenten sowie andere, nicht identifizierbare Komponenten	9 %	16 %
Gesamtzahl der ausgezählten Komponenten	284	252

Unter Umständen könnten die im Oberen Sernifit auffallend häufig auftretenden schwarzen Quarzite (Beschreibung siehe S. 58) einen «Leitbestandteil» darstellen, dessen Zuverlässigkeit allerdings an verschiedenen Stellen noch weiter überprüft werden müßte.

In der Fig. 1, S. 11 ist der Ablagerungsvorgang dargestellt, wie er sich nach der Gleichsetzung der Schieferhorizonte beidseits des Widersteinerloches ergeben würde: Als erste Sedimente gelangten von W und E her grob detritische Ablagerungen bis in die Trogmitte (Üblital-Sernifit, Plagioklasgneis). In einer nächsten Phase wird der zentrale Raum durch Vulkanite beherrscht (Mären-Serie), deren Eruptions-Zentrum vermutlich im SW des Freiberges lag. Am NW-Rand des Beckens dauerte die Brekzienschüttung über die ganze Zeit fort, während im Trogzentrum vorerst die Abtragungsprodukte der Kärpf-Quarzporphyre (Fuggstock-Sernifit) und schließlich, als Produkt einer Schüttung aus vorwiegend nördlicher Richtung, die Schönbühl-Schiefer zum Absatz gelangten. Die Schüttungsrichtung der Schönbühl-Schiefer ist noch nicht ganz abgeklärt; es kann nämlich nicht nur in nördlicher, sondern auch in nordöstlicher Richtung (gegen Schilstal und Weißtannental) eine Kornvergrößerung festgestellt werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Schönbühl-Schiefen um Sedimente einer großen Playa (arabisch Sebkhra) — d. i. eine Schwemmlandebene von semiaridem Typus — in die von verschiedenen Seiten Material hineingelangte.

In einer letzten Phase entstand der Murgseebruch, an dem sich der Ostflügel gegenüber dem Westteil (Gufelstock) absenkte. Damit wäre dieser Bruch vor Ablagerung der Trias entstanden, vielleicht im Zusammenhang mit der Bewegung, die durch die Diskordanz zwischen Verrucano und Melser Sandstein dokumentiert ist (pfälzische Phase?).

Dieser Interpretation widerspricht aber die Tatsache, daß nirgends an der ganzen Rot-Tor-W-Wand Einschaltungen von Gufelstock-Sernifit auffindbar sind, wie dies nach der vorangehenden Darstellung des Sedimentationsablaufes eigentlich zu erwarten wäre. Diese Unstimmigkeit könnte beseitigt werden, wenn man annimmt, daß die Störung vor der Ablagerung der Schönbühl-Schiefer spielte (saalische Phase?). Aber auch unter Annahme dieser Hypothese sollten sich Sturzblöcke von Gufelstock-Sernifit in den Schönbühl-Schiefen des Rot Tor nachweisen lassen, was aber ebenfalls bis heute nicht gelang.

Eine Abklärung dieser Fragen wird jedoch erst nach der Detailbearbeitung des Gufelstockes durch R. HUBER möglich sein.

Ein dritter Deutungsversuch des Murgseebruches — unter Annahme einer Horizontalverschiebung alpinen Alters — wird auf S. 69 diskutiert.

Vor Ablagerung des Melser Sandsteins hatte eine Erosionsphase eine wenigstens teilweise Einebnung der Verrucano-Oberfläche zur Folge. Im Gufelstockgebiet transgredierte die Trias auf den obersten Sernifit, im südöstlichen Raume dagegen auf die Schönbühl-Schiefer.

b) Der Verrucano zwischen Murg- und Weißtannental

Auf der N-Seite der Widersteinerfurkel sucht man vergeblich nach der Fortsetzung der Mären-Serie und des Fuggstock-Sernifites. Der Fuggstock-Sernifit, der den Ausläufer eines vom Kärpf her stammenden Schuttkugels darstellt, wird östlich der Murgseen von einem vermutlich aus nordöstlicher Richtung geschütteten Sernifit abgelöst.

Bis zum oberen Murgsee hinunter verläuft der Fußweg in den roten, monotonen Schönbühl-Schiefen. Der Felsriegel, der den Murgsee staut, besteht aus Sernifit. Vom Murgsee zieht die Schiefer-/Sernifitgrenze auf beiden Talseiten steil empor — im W gegen den Klein-Hochmättligipfel und auf der E-Seite gegen Alp Chamm hinauf. Von dort zieht dieser Kontakt, an einigen Stellen durch vertikale Brüche etwas versetzt, beidseits des Murgtales gegen den Walensee hinaus; am Talausgang schaltet sich, wie auf der Glarner Karte dargestellt, in diese Grenzzone ein Triaszug ein, der aus Melser Sandstein und Rötidolomit besteht. Auch dort, wo die Trias fehlt, z. B. südöstlich des Etscherzapfen, können Störungen gefunden werden; die obersten Sernifitbänke sind dort unter den mit ca. 17°

nach SW fallenden Schiefern steil aufgestellt. Im S der Murgseen, auf der Chilbiweid liegt an der Basis der Schiefer eine Serie von Feinbrekzien, die mit Siltschiefern und Tonschiefern wechsellagert; einige Rutschharnische in dieser Zone deuten die anomalen Kontaktverhältnisse an. Offensichtliche Diskordanzen wie auf der anderen Talseite konnten hingegen nicht gefunden werden.

Im Sernifit zwischen der Chammswald-Trias und Murg treten bis faustgroße Komponenten von tiefschwarzem, sehr feinkörnigem Quarzit auf. Im Schliff finden sich in einer aus Quarz bestehenden feinen Grundmasse ovale und runde Quarzaggregate, die ziemlich regelmäßig und nahezu von gleicher Größe (0,2—0,3 mm) über den ganzen Schliff verteilt sind. Die tiefschwarze Farbe rührt von einem kohligen Pigment her (evtl. sogar Graphit). Die kreisrunden, von Quarz ausgefüllten Hohlräume bestanden wohl aus Radiolarien, so daß man diese Phthanite als Radiolarite bezeichnen darf. Derartige Gerölle kommen auch im oberen Gufelstock-Sernifit und vor allem noch im Kärpf-Gipfelkonglomerat vor.

Am E-Fuße des Silberspitzes, südlich der Alp Bütz schaltet sich in die Sernifit-Fanglomerate ein Zug von grünen und roten, feinsiltigen Schiefern mit gelbbraunen Karbonateiern ein. Wahrscheinlich handelt es sich um den nördlichsten Aufschluß der Grisch-Schichten.

Im obersten Schilstal, in den Felswänden unter der Spitzmeilenhütte und westlich von Obersäß sind Quarzitbänder (in gleicher Ausbildung wie östlich des Gipsgrates) in den Schönbühl-Schiefern vorhanden (vgl. OBERHOLZER, 1933, S. 213/14). Erst in den tieferen Lagen des Schilstales stellen sich Feinbrekzien ein, so im Bachtobel des Matossabaches, dann weiter talauswärts bei der Bildbrugg. Fanglomerate treten erst zwischen Portels und Flums auf.

Im oberen Teil des Weißtannentalles ist der Verrucano schiefrig ausgebildet. J. OBERHOLZER (1933, S. 214) hat auf der Galanseralp ein Profil aufgenommen; danach findet sich über 15 m graugrünen Tonschiefern, die an der Hauptüberschiebung stark verfaltet sind, eine 400 m mächtige Folge von violetten Siltschiefern. Den Abschluß gegen die Trias bildet eine ca. 150 m dicke Serie von violettroten Tonschiefern mit zwei quarzreichen Sandsteinbändern. Anlässlich einer Begehung dieses Profils konnten im mittleren, mächtigsten Schieferhorizont Feinbrekzien mit wasserklaren Quarzkörnern gefunden werden. Beim höchsten Horizont handelt es sich zweifellos um Schönbühl-Schiefer, sie zeigen nicht nur die typische «stierenblutrote» Farbe, sondern enthalten auch die Quarzit-Leithorizonte.

Die mittlere Serie kann der Fülen-Serie, der basale Komplex der Mären-Serie gleichgesetzt werden.

Am Talausgang des Weißtannentalles ändern sich die faziellen Verhältnisse; oberhalb Vermol, im Lutz, sind die Schönbühl-Schiefer, wo sie in kleinen Steinbrüchen abgebaut werden, feinsiltig entwickelt und weisen geradlinige Streckungsrisse auf. Etwas weiter im NE, unterhalb der Kapelle von Vermol, stellen sich grobe, rote Siltschiefer ein, die von Pattmol an gegen St. Martin vorerst durch Feinbrekzien und schließlich durch hellrote, grobe Brekzien ersetzt werden.

Auf Grund der vorangehenden kurzen Zusammenstellung kann festgestellt werden, daß der tiefere Verrucano im N und NE nur noch an wenigen Stellen zum Vorschein kommt (Bütz, W-Seite des Weißtannentalles). Der Sernifit — oder besser die Sernifite, da diese Fanglomerate wahrscheinlich nicht ein und derselben Schüttung angehören — am Walensee und im S des Seeztales sind in ein höheres, etwa dem Fuggstock-Sernifit oder dem Oberen Gufelstock-Sernifit entsprechendes Niveau zu stellen.

c) Der Verrucano südwestlich des Sernf

Die besten Anhaltspunkte für eine Korrelation der Verrucanoablagerungen nördlich und südlich des Sernf bietet das Fuggstock-Profil; auf dieser Grundlage wurde die nachstehende Parallelisation aufgestellt (vgl. auch Fig. 5, S. 29).

Kärpf		Gulderstock
		Schönbühl-Schiefer
Gipfelkonglomerat		Fuggstock-Sernifit
		Fülen-Serie
Quarzporphyre	}	
Bunte Serie		
Eruptiv-Serie mit Sonnenbergserie		Grisch-Schichten mit Eruptiva
Tuffitische Schiefer		Foostock-Schiefer
Plagioklasgneis (??)		Plagioklasgneis
×	— — — — —	×
Mattenschiefer		
Sernifit		

Die hier verwendete Verrucano-Gliederung des Freiberges stammt aus dem Exkursionsbericht der SGG (W. BRÜCKNER et al., 1957); sie wurde zur Hauptsache von R. TRÜMPY aufgestellt. Einige Bemerkungen zur Stratigraphie hat G. C. AMSTUTZ 1957 publiziert.

Nicht sichergestellt ist die Existenz des Plagioklasgneises im Freiberg, denn das in Frage stehende Gestein besitzt hier nicht mehr dieselbe Ausbildung wie am Piz Segnes oder am Gulderstock. Im Westteil des Freiberges, wo der Kontakt zwischen Matten-Schiefern und Tuffit-Schiefern offensichtlich tektonischer Art ist, sind die Tuffit-Schiefer in ihrer untersten Partie zwar verfäلتelt und zerdrückt; es ist jedoch sehr fraglich, ob diese tektonisierte Schieferpartie tatsächlich ein Äquivalent des Plagioklasgneises s. str. darstellt.

Ergänzend zum oben erwähnten Exkursionsbericht (S. 516) kann noch beigelegt werden, daß die unter dem fossilführenden Kalkniveau am Sonnenberg liegenden schwarzen Kieselschiefer Pflanzenreste enthalten (Fig. 7). Herr Dr. E. WITZIG, Schaffhausen, der die Schliffe einer Untersuchung unterzog, wofür ihm an dieser Stelle herzlich gedankt sei, kam zum Schluß, daß es sich wahrscheinlich um Coniferen handelt (möglicherweise, jedoch weniger wahrscheinlich, um Cordaiten oder Cycadophyten). Die Coniferen treten erstmals im Stephanian auf; es besteht also die Möglichkeit, daß der tiefere Teil des Glarner Verrucano karbonischen Alters ist. Eine genauere Datierung konnte anhand der bis heute vorliegenden Funde nicht vorgenommen werden. Die Fossilien sind unterschiedlich gut erhalten; trotz mehrmaligem Aufsammeln von Untersuchungsmaterial sind keine besseren Stücke zum Vorschein gekommen als das abgebildete.

Große Unsicherheit besteht noch über die stratigraphische Stellung des Sernifites im westlichen und nördlichen Kärpfgebiet, der mit den Mattenschiefern die Unterlage der Tuffit-Schiefer bildet. Im Westen, auf der Ostseite des Linthtales, wird die tektonische Natur dieses Kontaktes durch Trias-Keile bewiesen. Am Nordosthang des Gandstockes hingegen kann ein allmählicher Übergang vom Sernifit in die grünen Serizitphyllite des Tuffit-Schiefer-Niveaus beobachtet werden. Dies veranlaßte mich, den Sernifit unter dem Gandstock vorerst — analog den Verhältnissen im Ueblital — als ältere Bildung als die Lavenserien anzusehen. Dieser Interpretation widerspricht aber die Tatsache, daß im W (z. B. Bodenrus ob Hätzingen) der Sernifit der Glarner Decke Trias trägt, was eher für eine stratigraphisch höhere Einordnung (Oberer Gufelstock-Sernifit)

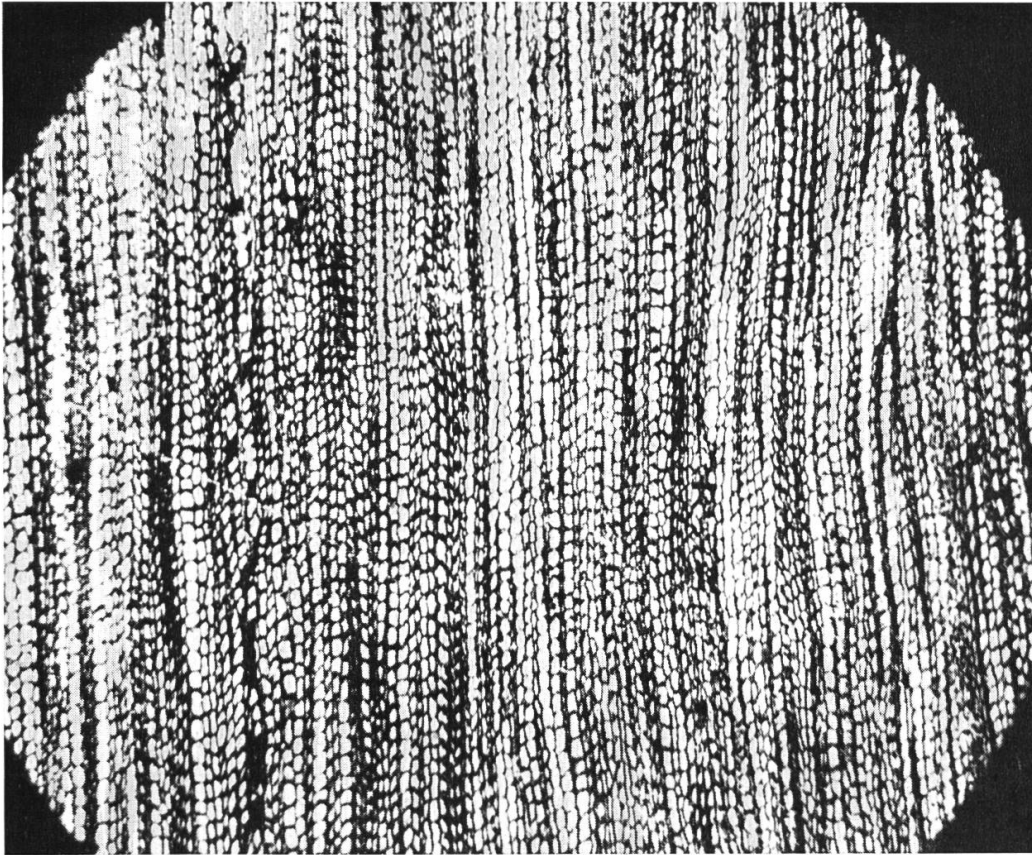


Fig. 7

Pflanzenschiefer vom Sonnenberg, Koo.: 726 050/199 750. Vergr. 25fach linear

spricht. Eine Erklärung kann durch die (allerdings nicht beweisbare) Hypothese konstruiert werden, wonach im südlichen, dem Gufelstock anschließenden Raume, die Trias auf den unteren Sernifit transgrediert wäre. Die Lösung dieser Probleme stößt auf Schwierigkeiten, erstens weil die Aufschlüsse in der nördlichen Kärpfgruppe — vor allem wegen Sackungen größeren Ausmaßes — schlecht sind, zweitens weil der Sernifit während der ganzen Verrucano-Zeit in derselben, monotonen Trograndfazies abgelagert wurde.

Die oben angeführten Parallelisationsversuche zeigen deutlich, wie groß die Schwierigkeiten noch sind, die sich einer Korrelation über den Sernf hinweg entgegenstellen. Die Zahl der Anhaltspunkte für eine fundierte Lösung dieser Aufgabe ist noch zu gering. Die im Gange befindlichen Untersuchungen im westlichen Teil des Freiberges durch H. P. SCHIELLY lassen erwarten, daß in nächster Zeit diese heute noch unklaren Zusammenhänge erhellt werden.

Die Darstellung der stratigraphischen Zusammenhänge (in Tafel II) ist als Versuch zu werten, die Verrucano-Serien des Freiberges, des Gufelstockes und des St. Galler Oberlandes in Zusammenhang zu bringen — sie besitzt also lediglich den Charakter einer Diskussionsgrundlage.

d) Der Verrucano des Vorderrheintales

In Ermangelung jeglicher Leithorizonte kann diesem Parallelisationsversuch bestenfalls spekulativer Wert beigemessen werden. Im wesentlichen dürften die von L. WYSSLING (1950, S. 75—76) geäußerten Ansichten am ehesten zutreffen. So ergibt sich ungefähr folgendes:

Vorabgruppe		Vorderrheintal		Gulderstock
Gipfelkonglomerat	—	Ilanzer Verrucano	—	Fuggstock-Sernifit
Vorab-Schiefer	↘	Grisch-Schichten	} —	Mären-Serie
Crap Ner-Schiefer		Grüne Serizitphyllite		
Basische Eruptiva	/			
Ruinassandstein	—	Plagioklasgneis	/	Plagioklasgneis/ Unt. Sernifit

Oft wurde in der Literatur die Stellung des Ilanzer Verrucano diskutiert. Mit WYSSLING möchte ich aber diese Fanglomerate nicht als äl-

tere, sondern eher als jüngere Bildung betrachten, zumal der Ilanzer Verrucano am linken und zum Teil auch am rechten Rheinufer zwischen Tavanasa und Ilanz stets durch eine ca. 60—70 m mächtige Schiefer- und Phyllitserie vom basalen Ruinassandstein getrennt wird.

Von Vergleichen mit dem «Permokarbon» der Garvera-Mulde muß vorderhand mangels auch nur halbwegs zuverlässiger Kriterien abgesehen werden. Wohl treten (vgl. E. NIGGLI, 1944, S. 197—211) Horizonte auf, die verschiedenen Serien der Mürtschen-Decke ähnlich sind, doch gelang es bis heute nicht, die Schichtabfolgen miteinander in Einklang zu bringen. So möchte man auf den ersten Anhieb die an die Paragneise des Gotthardmassives anschließenden Diabase, Keratophyre und Spilite den Kärpflaven gleichstellen (vgl. Sammelprofil von E. NIGGLI, 1944, S. 209). Die Garvera-Vulkanite sind aber mit Konglomeratgneisen vergesellschaftet, die im E zum Teil in den Ilanzer Verrucano übergehen sollen, was aber neuerdings von G. STYGER (mündliche Mitteilung) bestritten wird. Im oberen Teil stellen sich Phyllite und Tonschiefer mit dolomitisch-kalkigen Knollen und Einlagerungen ein, die stark an die Grisch-Schichten erinnern. Ob diese Vermutung zutrifft, oder ob es sich um ein Äquivalent der Fulen- oder gar der Schönbühl-Schiefer handelt, ist vorderhand nicht zu entscheiden. Demgegenüber erachtet R. TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et al., 1957, sowie nach mündlicher Mitteilung) den Ilanzer Verrucano als ältere Ablagerung als den Verrucano der Glarner Alpen oder als ein laterales Äquivalent des Plagioklasgneises, welches aber von einem andern Schüttungszentrum abzuleiten wäre. Diese Annahme beruht auf der Feststellung, daß nirgends Trias in direktem Kontakt mit dem Ilanzer Verrucano beobachtet werden kann, daß hingegen verschiedenerorts Karbon und Ilanzer Verrucano in Verbindung stehen. Außerdem existieren unter diesem Ilanzer Verrucano Spilite, die als Lieferanten von Komponenten in den Verrucano-Trog in Frage kommen können.

Im Zusammenhang mit den Kraftwerkbauten wird gegenwärtig der Verrucano des Vorderrhein-Gebietes durch E. NIGGLI und G. STYGER einer Neubearbeitung unterzogen. Es besteht die Aussicht, daß binnen Kürze auf Grund der durch Stollen- und Straßen-Bauten freigelegten Profile neue Anhaltspunkte für eine Korrelation der Verrucano-Ablagerungen zur Verfügung stehen werden.

B. LOKALE TEKTONIK

Im Verrucano des Kartierungsgebietes beschränken sich die tektonischen Komplikationen auf lokale Verfaltungen, die in der Regel nur die inkompetenten Horizonte ergreifen, sowie auf meist steilstehende Brüche. Eine intensive Druckschieferung durchsetzt — die Erkennung der Tektonik erschwerend — die Schieferserien. Im folgenden werden diese Erscheinungen einzeln besprochen; daran anschließend wird die Fortsetzung der am Gufelstock durch Trias belegten Trennung von Glarner und Mürtschen-Decke nach SE, in das Gebiet des Gulderstockes, verfolgt.

I. Verfaltungen

a) In den tieferen Verrucano-Serien

L. WYSSLING (1950, S. 52, sowie Tafel 4) beobachtete, daß am Piz Segnes und am Piz Grisch die Grisch-Schichten der Gipfelkappen oberhalb einer scharfen Linie, die in mittlerer Höhe die Felswände durchzieht, intensiv verfaltet sind. Die Faltenachsen verlaufen in Richtung NW—SE. Die obere, verfaltete Serie wird vom genannten Autoren als eigene Gipfelschuppe von der ungestörten, liegenden Segnes-Schuppe abgetrennt. Es bestehen jedoch kaum Zweifel, daß es sich dabei nur um Komplikationen innerhalb der Grisch-Schichten handelt, so daß man über die Notwendigkeit einer Auftrennung in Schuppen geteilter Ansicht sein kann.

Am Foostock, wie auch im übrigen Untersuchungsgebiet, sind in den Grisch-Schichten keine Faltenwürfe mehr nachweisbar, wohl aber Zerreißungen der Karbonatlagen in einzelne Linsen (Boudinage). Zerrungserscheinungen scheinen auf dem helvetischen Deckenrücken häufig vorzukommen und zwar nicht nur im Verrucano. So beschreibt R. TRÜMPY (1949, S. 17) am Leist Zerrungsbrüche im Lias. Die Annahme, daß in der Gulderstockgruppe keine Verfaltungen vorkommen, wäre unrichtig, da man diese von der Druckschieferung überprägten und verwischten Komplikationen nur am Verlauf der in den Schiefen eingelagerten Karbonatbänke erkennen kann. Sind die Karbonatlagen spärlich und die Aufschlüsse annähernd parallel zu den Faltenachsen — wie das im Untersuchungsgebiet meist der Fall ist — so sind derartige Störungen überhaupt nicht festzustellen.

Hingegen kann man im Fuggtäli (im E des Gulderstockes) und im S des Sunnehörnli Kleinfältelungen von Dezimetergröße in den Grisch-Schichten beobachten. Die Achsen dieser Fältchen streichen meist NNE; es konnten aber auch Abweichungen bis in NE- und sogar E-Richtung beobachtet werden. Die Ursache dieser Verfältelungen muß wahrscheinlich in den disharmonischen Bewegungen gesucht werden, denen die Grisch-Schichten — als inkompetenter Horizont zwischen zwei Sernifitmassen — unterworfen waren.

Auch im Plagioklasgneis sind Kleinfältelungen häufig. An der Basis des Foostockes verlaufen die Achsen mit N 10—20° E noch nahezu N—S; am Fuggstock drehen sie mit N 35—40° etwas nach NE ab.

Im Sernifit, der nordwestlich von Chamm den Plagioklasgneis ersetzt, konnten keine Verfältelungen mehr festgestellt werden.

b) In den höheren Verrucano-Serien

Die bedeutendste Lagerungsstörung stellt die von OBERHOLZER (1933, S. 115) beschriebene Weißmeilenfalte dar, deren liegende Muldenumbiegung nach NW geöffnet ist. Die Achsenrichtung verläuft ca. N 35° E. Die südlich daran anschließende zerbrochene Antiklinale wird nur noch durch einen Melser Sandstein/Rötidolomitzug unter dem Grat zwischen Weißmeilen und Spitzmeilen angedeutet. Am Faltenbau sind die Schönbühl-Schiefer, die gesamte Trias sowie der Unterlias beteiligt; die Magerrai-Schichten bilden ein selbständiges, die Weißmeilenfalte überbrückendes Gewölbe (vgl. R. TRÜMPY, 1949, S. 15). Die beiden in den Schönbühl-Schiefen eingeschalteten, steilstehenden Quarzitbänder lassen auch im Verrucano die Falte sehr schön erkennen.

Im normalen Muldenschenkel liegen die Quartenschiefer im nördlichen Teil der Oberen Chämm direkt auf den Schönbühl-Schiefen. OBERHOLZER (1939, S. 149) führte das Fehlen des Rötidolomites und der Rauhwacke auf tektonische Verquetschung zurück. Im südlichen Teil der Oberen Chämm stellen sich Rauhwacke und Rötidolomit wieder ein, nicht aber der Melser Sandstein, dessen Auskeilen möglicherweise primärstratigraphisch bedingt ist (S. 53).

Von Bedeutung ist die bereits erwähnte Tatsache, daß der Verrucano nur mit einer höchsten Serie, den Schönbühl-Schiefen, an der Weißmeilenfalte beteiligt ist.

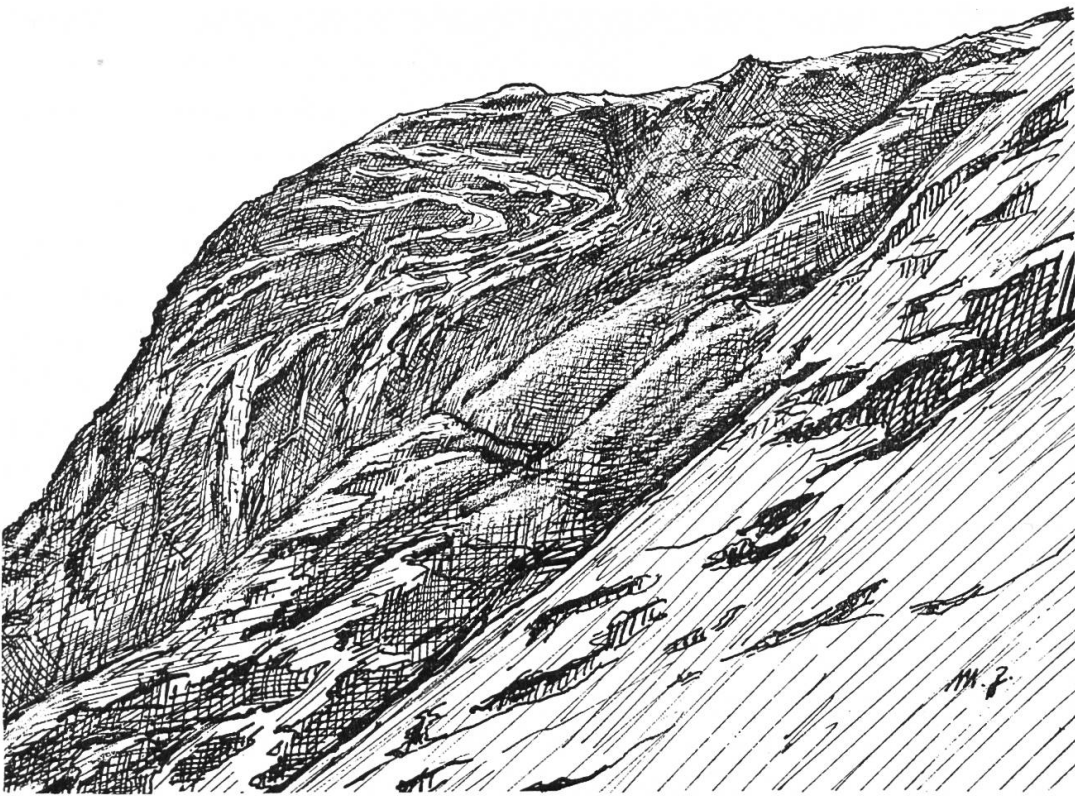


Fig. 8

Verfaltung in den Schönbühl-Schiefern am Südostgrat des Heustockes ca. 2280 m.
(Horizontallänge von Faltenumbiegung bis Grat ca. 70 m)

Eine weitere Verfaltung mit ca. SW—NE laufender Achse der Schönbühl-Schiefer ist am SE-Grat des Heustockes im Norden der Alp Üblis auf ca. 2280 m aufgeschlossen (Fig. 8). Wie am Piz Segnes kann auch hier der Faltencharakter nur durch die in den Schiefern eingelagerten Karbonatbänkelein erkannt werden.

II. Druckschieferung (Clivage) und Streckungsrisse

Im ganzen Kartierungsgebiet werden die vorwiegend aus feindetritischem Material zusammengesetzten Serien (Mären-Serie, Fülen-Schiefer und Schönbühl-Schiefer) von Clivage durchsetzt, welche, die Schichtung restlos verwischend, auch Weißmeilen- und Heustockfalte überprägt.

Auf der E-Ostseite des Krauchtales sowie auf Schönbüel und Mühlebach-Oberstafel streicht die Druckschieferung bei einem ESE-Fallen von 15 bis 20° mit ca. N 20° E; auf der Südseite des Gulderstockes kann lokal in den Phylliten der Mären-Serie auch ein stark abweichendes, bis fast in W-E-Richtung abgedrehtes Streichen gemessen werden.

Vertikale, bis 30 cm lange, meist mit Kalzit verheilte schmale Streckungsrisse treten ebenfalls in allen schiefrigen Serien auf. Besonders schön sind sie in den Schönbühl-Schiefern südlich des Spitzmeilen und von Mühlebach-Oberstafel ausgebildet. In der Regel verlaufen sie parallel zum Streichen der Druckschieferung, können aber auch in Winkeln bis zu 40° schief zu derselben stehen, was darauf hinweist, daß diese Risse nicht nur durch Streckung, sondern zum Teil auch durch Scherung entstanden sind. Die Streckungsrisse stehen meist normal zum Clivage, fallen also in der Regel steil nach NW ein.

Von Mühlebach-Oberstafel nach Westen dreht die Streichrichtung der Druckschieferung bei gleichzeitiger Zunahme des Einfallwinkels allmählich nach E ab. Westlich der Bützi streicht das Clivage in den Schönbühl-Schiefern bei einem SE-Fallen von 40 bis 45° mit ca. N 50° E. Von einiger Bedeutung ist die Tatsache, daß in den Schönbühl-Schiefern vom Goggeien an nach Westen — bis ins Widersteinerloch — die Clivageflächen sehr häufig als Harnische ausgebildet sind, deren Striemung in nordwestliche Richtung weist. Dies deutet daraufhin, daß innerhalb der Schönbühl-Schiefer Gleitbewegungen stattfanden, wobei die einzelnen Verschiebungsbeträge wahrscheinlich sehr klein waren. Dies ist für das Verständnis der internen Verrucano-Tektonik, besonders aber für die Trennung Glarner/Mürtschen-Decke, wichtig (s. S. 70).

III. Brüche

Die Verrucano-Masse wird von zahlreichen, meist steilstehenden Brüchen durchsetzt, die nur eine minime oder überhaupt nicht feststellbare Sprunghöhe besitzen.

Eine NW—SE streichende, mit 60—70° NE fallende Reihe von Brüchen durchzieht den ganzen Gulderstockbau. Von den Gegenhängen, z. B. vom Heuloch aus (südwestlich des Wißgandstöckli) treten diese

Brüche oder Großklüfte, an denen oft überhaupt keine Verstellung nachweisbar ist, besonders deutlich in Erscheinung; sie können eine grobe Bankung vortäuschen.

Wichtiger als die eben erwähnten Brüche sind die N—S verlaufenden Störungen. Ein vertikaler Bruch zieht von der Schlucht des hintersten Krauchtales über den Schönbüelchopf (P. 1980), die Märenegg (P. 2132) und von dort in das steile, die beiden Fulengipfel trennende Couloir hinein. Die Sprunghöhe beträgt an der Märenegg ca. 20 m, wobei der W-Teil relativ gehoben wurde.

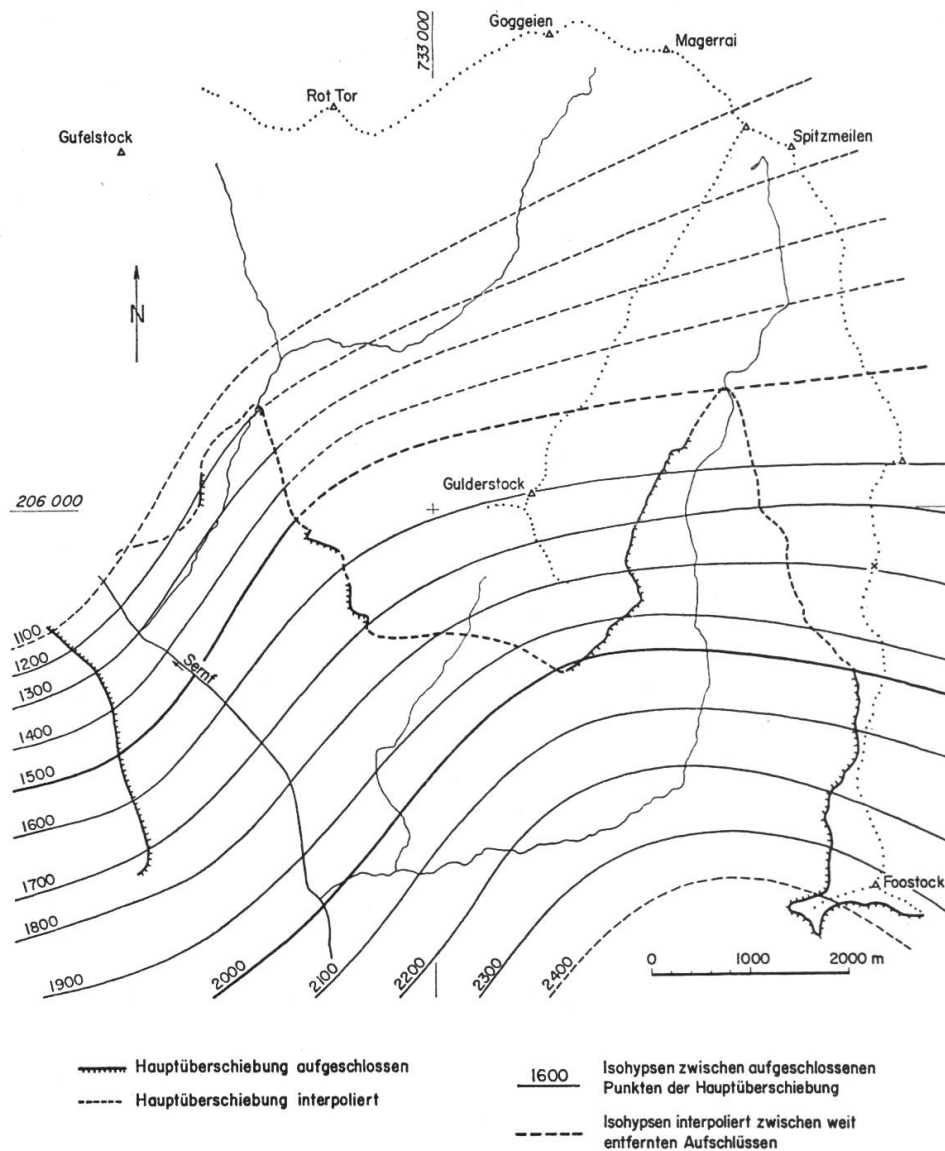
Einen sehr ähnlichen Charakter zeigt der im W des Gipsgrates über die Unteren Chämm verlaufende Bruch, dem das Seelein von Unter-Seeloch seine Entstehung verdankt. Bei diesem Bruch scheint es sich um die Fortsetzung der von A. ROTHPLETZ (1898) entdeckten Störung an der Erdisfurggel (P. 2235, Paß zwischen Goggeien und Magerrai) zu handeln, an der nach R. TRÜMPY (1949, S. 16) der Lias des Goggeien gegenüber dem Magerrai-Lias in eine ca. 100 m höhere Lage versetzt wurde. Der Verstellungsbetrag im Verrucano kann nicht festgestellt werden, weil beidseits des Bruches die monotonen Schiefer derselben Serie (Schönbühl-Schiefer) anstehen.

Die Brüche der Märenegg und der Erdisfurggel müssen ältere, transportierte Störungen sein, da bei beiden keine Verstellung der Hauptüberschiebung nachgewiesen werden kann.

Auf die Möglichkeit, daß der Murgseebruch vortriadisch angelegt worden ist, wurde bereits auf S. 56 hingewiesen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß diese Störung alpin neu belebt wurde, denn die Isohypsen der Hauptüberschiebung (Fig. 9) erfahren zwischen der Mühlebachthal-Ost-Seite und dem NE-Fuß des Gandstockes eine deutliche Abknickung in nahezu N-S-Richtung. Vom Gufelstock wurde bei der Konstruktion der Isohypsenkarte nur der einigermaßen sicher anstehende Lochseitenkalk-Aufschluß nordöstlich des Ferienheims berücksichtigt, nicht aber der wahrscheinlich versackte, von OBERHOLZER (1933, S. 619) beschriebene — heute verbaute — Aufschluß im Sööli nördlich Engi. Sollte dieser Aufschluß wider Erwarten gewachsener Fels sein, so ergäbe sich, daß der SE-Teil des Gufelstockes in einer späten Phase gegenüber dem Gulderstock ca. 200 m versenkt worden wäre. Versucht man diese Hypothese zur Klärung der Faziesdifferenzen östlich und westlich des Widersteinerloches heranzuziehen, stößt man insofern auf Schwierigkeiten, als die einander entsprechenden Schichtglieder auf der Gufelstockseite höher liegen als am

Fig. 9

*Isohypsen-Karten 1 : 100 000 der helvetischen Hauptüberschiebung
im Gebiet des Gulderstockes*



Rot Tor; — es wäre denn, man möchte die Verrucano-Tektonik um eine weitere Hypothese bereichern, gemäß welcher der Gufelstock an einer vom Üblital nach W oder WSW verlaufenden Kippachse im Süden versenkt und im Norden gehoben worden wäre.

Aussichtsreicher ist der Versuch, dem Murgseebruch eine größere Horizontalkomponente zuzuschreiben, in dem Sinne, daß der Ostflügel (Rot

Tor) gegenüber dem Westteil (Gufelstock) nicht nur abgesenkt, sondern noch um 2—2½ km weiter nach NNW vorgeschoben worden wäre. Diese Lösungsmöglichkeit wurde von Herrn Prof. TRÜMPY zur Diskussion gestellt, da die auf S. 56/57 versuchte Korrelation über das Widersteinerloch hinweg nicht sehr überzeugend ausgefallen ist. Die Schwierigkeiten, denen wir bei der Korrelation der Verrucano-Serien am Rot Tor mit denjenigen am Gufelstock begegneten, würden durch diese Deutung in verblüffend einfacher Weise beseitigt.

Unter der Voraussetzung einer derartigen Horizontalverschiebung würde die Synklinal-Umbiegung der Trias der Glarner Decke von Mürtchen-Unterstaffel in dieselbe Stellung wie diejenige unter dem Gipfel des Gufelstockes gelangen; die Hochmättligruppe müßte nordöstlich an den Gufelstock anschließen. In der Tat sind die faziellen und tektonischen Verhältnisse des Gufelstock-Nordostteiles denjenigen des Hochmättli sehr ähnlich: An beiden Orten fehlt praktisch die Mären-Serie, und die Schönbühl-Schiefer liegen sowohl am Gufelstock wie am Hochmättli mit tektonischer Diskordanz auf einer mächtigen Sernifitmasse. Die Verrucano-Serie des Rot Tor müßte mit derjenigen des südlichsten Gufelstockgebietes (Gufelialp) verglichen werden. Dieser Vergleich kann noch nicht befriedigend durchgeführt werden, bevor die faziellen und tektonischen Verhältnisse am Gufelstock geklärt sind. Deshalb muß die Diskussion dieser Punkte dem Bearbeiter dieses Gebietes, R. HUBER, überlassen werden.

Darüber hinaus wirft eine solche Hypothese neue Fragen auf: Zieht diese Störung über Mürtchen-Oberstaffel, Spanneggsee und Thalalpsee unter Umständen bis in das Sallerntobel zwischen Obstalden und Filzbach hinein, wo sich die merkwürdige Sallernbrekzie findet, die bis heute als Mylonit an der Basis einer großen Sackung gedeutet wurde (G. FREULER, 1925). Nach J. OBERHOLZER (1933, S. 80) kann allerdings der Murgseebruch bereits im N des Spanneggsees nicht mehr nachgewiesen werden; Mürtchenstock und Fronalpstockfalte sind dort miteinander direkt verbunden. P. ALLENBACH führt zur Zeit in dieser Gegend Detailuntersuchungen durch, so daß an dieser Stelle auf eine weitere Diskussion dieser Probleme verzichtet wird.

IV. Der Verlauf der Trennung Glarner/Mürtschen-Decke im Osten des Widersteinerloches

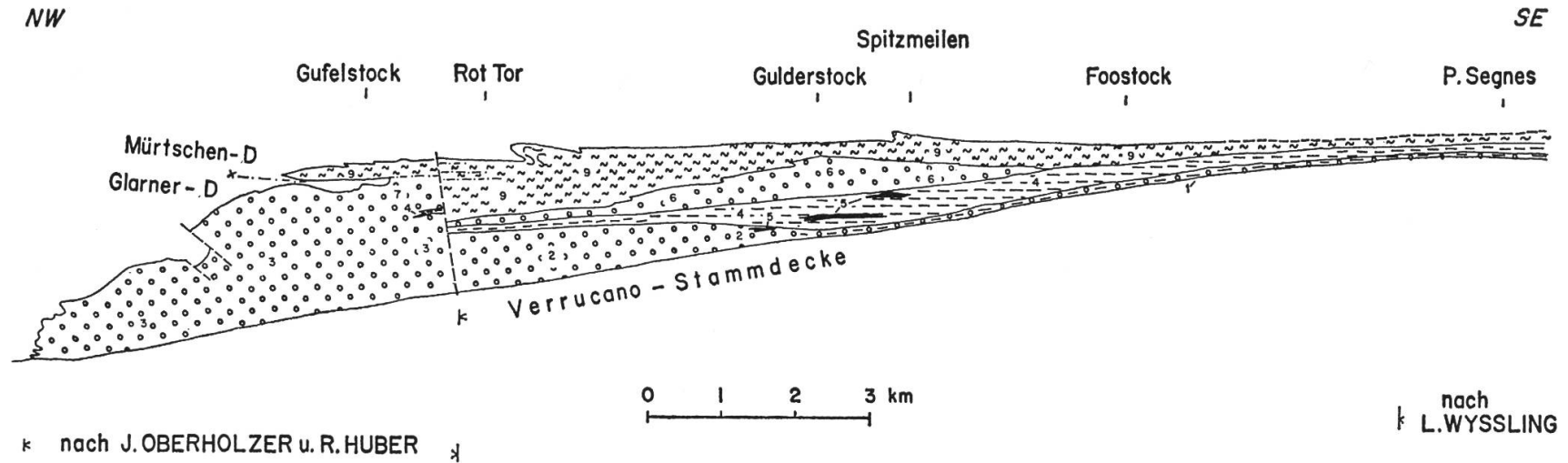
(vgl. Fig. 10)

Im stratigraphischen Teil (S. 32) konnte nachgewiesen werden, daß die von OBERHOLZER (1933) angenommene Deckengrenze in Wirklichkeit den stratigraphisch normalen Kontakt zwischen Üblital-Sernifit und Mären-Serie darstellt; ja es stellte sich heraus, daß keine der übrigen Schichtgrenzen östlich des Widersteinerloches — weder der Kontakt Mären-Serie/Fuggstock-Sernifit noch die Grenze Fuggstock-Sernifit/Schönbühl-Schiefer — den Charakter einer großtektonischen Störungsfläche besitzen. Trotzdem muß aber die am Gufelstock an scharfer Linie einsetzende Überschiebung von Schönbühl-Schiefen (= Mürtschen-Decke s. str.) auf Trias und obersten Sernifit im Osten ihre Fortsetzung haben. Diese ist in den zahlreichen Gleitharnischen innerhalb der Schönbühl-Schiefer zu suchen. Damit beschränkt sich der Verrucano-Anteil der Mürtschen-Decke im N und E des Sernf auf die jüngsten Verrucano-Horizonte des zentralen Trograumes, die — wahrscheinlich durch Gleitung — den nordwestlich vorgelagerten, in Trograndfazies ausgebildeten Sernifitklotz des Gufelstockes auf einer Distanz von 3 bis höchstens 4 km überführen.

Eine tiefgreifende, an listrischer Fläche bis in den Lochseitenkalk hinunterziehende Auftrennung, wie sie OBERHOLZER suchte und auch in seinen Profilen darstellte, existiert somit nördlich des Sernf und östlich des Widersteinerloches nicht, der Verrucano gehört einer einzigen, kompakten Glarner Decke im weitesten Sinne an; nachdem aber dieser Begriff im Laufe der Zeit immer mehr zur Bezeichnung für eine kleinere Abspaltung der großen helvetischen Schubmasse degradiert wurde, spricht man besser mit R. STAUB (1954) von einem «Verrucano der Glärnisch-Decke», der die paläozoische Basis der höheren, aus Mesozoikum und Tertiär aufgebauten Decken bildet. Noch eindeutiger charakterisiert jedoch R. HELBLING (1938) mit dem Begriff einer «Verrucano-Stammdecke» die Selbständigkeit des Verrucano im helvetischen Deckenbau.

Fig. 10

Der Verlauf der Deckentrennung im Verrucano nördlich des Sernf



- | | |
|-------------------------------|------------------------------|
| 1 «Plagioklasgneis» | 5 Spilite |
| 2 Üblital-Sernifit | 6 Fuggstock-Sernifit |
| 3 Unterer Gufelstock-Sernifit | 7 Oberer Gufelstock-Sernifit |
| 4 Mären-Serie | 9 Schönbühl-Schiefer |

C. DIE STELLUNG DES VERRUCANO IM GLARNER DECKENBAU

Nachdem für den Gulderstockraum nachgewiesen werden konnte, daß dort keine Verschuppungen existieren, welche die ganze Verrucano-Gruppe durchschneiden, stellt sich die Frage, ob dieser Baustil für den ganzen Deckenverrucano gelte. Obwohl detaillierte Aufnahmen in den meisten dieser Gebiete noch fehlen (z. B. zwischen Murgtal und Weißtannental), oder erst vor kurzem in Angriff genommen wurden (Gufelstock, Kärfpf), soll versucht werden, anhand der bis heute bekannten Tatsachen diese Frage zu diskutieren.

I. Bemerkungen zur Verrucano-Tektonik zwischen Sernf und Walensee

Die auf Fässisalp und Walenfässis den Sernifit der Glarner Decke von den Schönbühl-Schiefern der Mürtschen-Decke trennende Trias zieht über den Weißkamm gegen die Mürtschenfurrgel, wo sie, am Murgseebruch um ca. 200 m versenkt, am Wege von der Alp Ober-Mürtschen nach dem Teufboden unter dem phyllitischen Mürtschen-Verrucano wieder erscheint. Von dort kann das Melser Sandstein/Rötidolomitband über Alp Unter-Mürtschen—Steinalp bis nach Weißenbergen oberhalb Murg verfolgt werden; auf der ganzen Strecke trennt diese Trias den liegenden Glarner Sernifit vom hangenden Mürtschen-Verrucano, der von SW nach NE allmählich von phyllitischer in sernifitische Fazies übergeht (s. S. 57). Aber auch in nordwestlicher Richtung ist in den Schönbühl-Schiefern eine Kornvergröberung feststellbar. Im schiefrigen Verrucano der Mürtschen-Decke zwischen Gufelstock und Heustock sind einige Bänke eines roten, gleichkörnigen Sernifites eingeschaltet. Die Gipfelkappe des Schwarzstöckli besteht aus sandigen roten Tonschiefern und roten Feinbrekzien. Zum Teil wurden aber diese Sernifit-Einschaltungen aus dem Liegenden der Schönbühl-Schiefer mitgeschleppt, denn der Oberste Sernifit bildet ja nördlich des Grenzkammes Rot Tor—Goggeien die stratigraphische Unterlage der Schönbühl-Schiefer.

In der Hochmättli-Silberspitz-Gruppe fehlt die deckentrennende Trias; OBERHOLZER betrachtete den in diesem Gebiet scharf ausgebildeten Kontakt zwischen Schönbühl-Schiefern (oben) und oberstem Sernifit (unten) als Deckengrenze. R. U. WINTERHALTER (in R. HELBLING, 1938, S. 103) führt diese Grenze auf einen raschen Fazieswechsel zurück und zieht die Deckengrenze durch die aus Sernifit bestehende E-Wand des Hochmättli. Die tektonische Diskordanz zwischen Sernifit und Schönbühl-Schiefern südöstlich des Etscherzapfen (s. S. 57) sowie die von K. BÄCHTIGER (1957) südwestlich Tschermannen festgestellte Faltung im Sernifit — der seinerseits unter die Trias von Unter-Mürtschen zieht — sprechen jedoch eher für die Richtigkeit der Auffassung OBERHOLZERS.

In der südlichen Schilt-Gruppe führten die Untersuchungen von R. HUBER (1958) zum Resultat, daß zwischen Schilt und Gufelstock kein tektonischer Schnitt existiert, welcher die Abtrennung einer Schilt-Decke von einer Gufelstock-Scholle (vorgeschlagen von R. HELBLING, 1938) rechtfertigen würde. Damit gehört der Sernifit des Gufelstock-Unterbaues sowie der Verrucano zwischen Sool und Ennenda mit seiner Trias derselben tektonischen Einheit an, die R. HUBER wieder mit J. OBERHOLZER Glarner Decke nennt.

Östlich des Murgtales, im Raume Quarten—Flums sind die tektonischen Verhältnisse ziemlich kompliziert und harren noch der Detailbearbeitung. Die Faltenachsen im Lias, in der Trias und auch im Verrucano verlaufen ungefähr ENE—WSW und fallen in ENE-Richtung. Das Triasband, das von Tobelwald (beim T von «Tobelwald» auf der Geolog. Karte, Ausgabe 1942) über Afadellen nach Quarten hinunterzieht, entspricht der Trias der Weißenberge auf der Westseite des Murgtales, markiert also die Trennung Glarner/Mürtschen-Decke. Der Verrucano zwischen Tobelwald und Uschafetta wird durch einen höheren Triaszug, der von Tobelwald über Nüchen und Stafelbord in den Mauswald zieht, nochmals aufgegliedert. Diese höhere, etwa 1 km in den Verrucano hineingreifende Aufspaltung betrachtet R. TRÜMPY (laut mündlicher Mitteilung) als die tiefste — hier noch in die Stirn der Verrucano-Decke hinabgreifende — Trennung zwischen Mürtschen- und Axen-Decke⁸. So kann man am östlichen Ausgang des Murgtales, im Profil Güslen-Plätz, von unten nach oben einen Glarner Verrucano, einen Mürtschen-Verrucano (nur das

⁸ Als Axen-Decke bezeichnete R. TRÜMPY (1949) provisorisch die «Malm-Dogger Decke» HELBLING's östlich der Linth, samt ihrer Lias, Trias- und Verrucano-Unterlage.

schmale Band zwischen Glarner Trias und der Trias von Nüchen) und einen Axen-Verrucano (zwischen Nüchen und Göslen) unterscheiden.

Diese Deckentrennungen greifen aber nicht tief in die Verrucano-Masse hinein und beschränken sich auf deren stratigraphisch jüngsten Glieder. Die frontale Verfaltung im Gebiet von Murg wird durch die Streckungserscheinungen auf dem Deckenrücken kompensiert. Südlich von Tobelwald, vielleicht schon unter dem Munzkopf, sicher aber auf Erdis (nordöstlich des Goggeien), bleibt die Einheit der Verrucano-Decke gewahrt.

Beide Deckentrennungen scheinen aus Synklinalen von Falten hervorgegangen zu sein; am Gufelstock ist der Hangend-Schenkel der Trias unter der Verrucano-Gipfelkappe noch teilweise vorhanden, während er im NE vermutlich abgerissen und an der Basis der Mürtschen-Decke verschleppt wurde. Die Abtrennung Axen-/Mürtschen-Verrucano geschieht wahrscheinlich überhaupt nur durch eine liegende Verrucano-Trias-Falte (vgl. R. HELBLING, 1938, Tafel 12, und J. OBERHOLZER, 1933, Tafel 1 und 2, Prof. 3 und 4). Zwischen Murgtal und Oberterzen sind die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Triaszügen und ihre Beziehungen zum Verrucano noch sehr unklar und bedürfen der Detailbearbeitung.

Interessant ist, daß die Ablösung der Mürtschen-Decke von der Verrucano-Stammdecke an einer ca. SW—NE verlaufenden Linie (Gufelstock—Hochmättli—Tobelwald—Quarten) erfolgte, während die Trias-Synklinale, in der die Trennung Axen-/Mürtschen-Decke vermutet wird, ungefähr WSW—ENE streicht⁹. Diese Richtung weisen auch die Störungen auf dem Rücken der Verrucano-Stammdecke auf, die in der anschließenden Besprechung noch kurz gestreift werden. Die Divergenz der Achsenrichtungen beweist die Existenz zweier verschiedener Hauptschubrichtungen (oder Gleitrichtungen). R. STAUB (1954) unterschied zwischen einem ostalpin-bündnerischen und einem helvetisch-aarmassivischen Bewegungsimpuls. Im Gebiet zwischen dem Sernf und dem Walensee hätte ersterer den Verlauf der tieferen, letzterer den Verlauf der höheren tektonischen Elemente bestimmt.

R. BRUNNSCHWEILER (1948 und 1959) trennt — gestützt auf die Resultate von Detailuntersuchungen der Trias — die Mürtschen-Decke,

⁹ Die Trias-Synklinale von Stafelbord entspricht der Aalenian-Synklinale von Hütten (südlich Walenstadt), die ihrerseits die Trennung zwischen Mürtschen- und Axen-Säntisdecke im Lias darstellt. (Vergleiche R. TRÜMPY 1949).

d. h. die Verrucano-Stammdecke zwischen Murg- und Weißtannental in ein kompliziertes Schuppenwerk auf. Unter Erweiterung der von R. HELBLING (1938) geschaffenen Unterteilungen unterscheidet er von NW nach SE: Fronalpstock-Scholle, Güslen-Scholle mit Seeben-Schuppen, Prodkamm-, Gulmen-, Guscha- und Hühnerkopf-Scholle. Abgesehen von der Fronalpstock-Scholle, die der Stirn der Mürtschen-Decke s. l. entspricht, besitzen auch einige der höheren Schollen eine meist sehr schwächliche Verrucano-Basis, so die Seeben-Schuppe IV, die Prodkamm-, die Gulmen- und die Hühnerkopf-Scholle. In diesen vier Fällen kann eindeutig nachgewiesen werden, daß die Verrucano-Basis der genannten Schollen über den mesozoischen Anteil der vorgelagerten Elemente überschoben wurde. Auch für die übrigen Schollen nahm BRUNNSCHWEILER tief in den Verrucano eingreifende Abscherungsflächen an, über deren Verlauf er aber bezeichnenderweise gar keine Anhaltspunkte vorbringen konnte. Obwohl sich der genannte Autor (1959, S. 543) dagegen verwahrt, daß aus dem eigenbeweglichen Verhalten des Lias Argumente gegen die Existenz tiefgehender Kernzerschlitzungen der Trias-Verrucano-Decke abgeleitet werden, projiziert er selbst die im Detail sehr komplizierte Trias-Tektonik in den Verrucano hinein. Auf Grund der bis heute bekannten Tatsachen ist es aber bedeutend wahrscheinlicher, daß nur eine geschlossene Verrucano-Decke existiert; bei der Verfaltung und teilweisen Abscherung der jüngeren Schichtglieder wurden vom Rücken dieser Stammdecke die obersten Verrucanohorizonte an einigen Stellen aufgeschürft und über kürzere Strecken (z. B. am Hühnerkopf ca. 1 km) mitgeschleppt. Diese Auffassung wird noch gestützt durch die Tatsache, daß die kaum 50 m betragende Mächtigkeit der verschleppten und auf älteres Mesozoikum aufgeschobenen Verrucanofetzen in keinem Verhältnis steht zur Gesamtmächtigkeit der Verrucano-Decke, die im W (Murgtal, Mornen—Erdis) minimal 700 m, im E (Weißtannental, Wannekopf—Oberberg) 600 m erreicht. Bis heute fehlen jedoch in dieser Gegend Detailuntersuchungen des Verrucano, so daß es noch verfrüht wäre, endgültige Schlüsse aus den oben angeführten Tatsachen ziehen zu wollen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß nördlich und nordöstlich des Sernf die Deckentrennungen der Groseinheiten der helvetischen Schubmasse nirgends die Hauptüberschiebung erreichen. Die Tiefe der Deckentrennungen nimmt mit zunehmendem Alter der am Deckenbau beteiligten Schichtglieder ab; außerdem ändert sich auch die Natur der Deckentrennungen. In Kreide und Malm existieren scharfe

Tiefe der *Deckentrennung* zwischen Glarner Decke/Mürtschen-Decke

(Die Distanzen wurden den Profilen OBERHOLZERS entnommen, speziell Tafel 3, Profil 8)

	südöstlichstes Vorkommen in der Glarner-Decke	nordwestlichstes Vorkommen in der Mürtschen-Decke	ungefähre Tiefe der Trennung in km
Kreide (Schrattenkalk)	Schlafstein	Oberseetal	8
Malm (Quintnerkalk)	Schlafstein	Linth	6,5 (ohne Elggis)
Trias	Gufelstock	Fronalstock	5
Verrucano	Murgsee	Scheienstock	3,5—4

Tiefe der *Deckentrennung* zwischen Mürtschen-Decke/Axen-Säntis-Decke

(Die Distanzen wurden der Walenseekarte 1 : 25 000 von ARN. HEIM und J. OBERHOLZER, 1907, entnommen).

	südlichstes Vorkommen in der Mürtschen-Decke	nördlichstes Vorkommen der Axen-Säntis-Decke	ungefähre Tiefe der Trennung in km
Kreide (Unterer Schrattenkalk)	Schrina-Hochruck	Stein im Toggenburg	mindestens 7
Malm (Oberer Quintnerkalk)	Tscherlach	Schwaldis (Walenstadterberg)	4—5
Lias (entnommen aus R. TRÜMPY, 1949, Fig. 4, S. 22)	Synklinalen im Seetal (siehe Achsenkonstruktion des Zusammenhanges der Gebirge beidseits des Seeztales zwischen Mols und Mels)		2,4
Trias und Verrucano	Falte von Nüchen-Gavadura (südlich Quarten)		1

Überschiebungen, in Lias und Trias äußern sich dieselben Deckentrennungen nur noch in liegenden Synklinalen — im Verrucano schließlich werden sie intern kompensiert.

In der nebenstehenden Tabelle sind die Abscherungsdistanzen in bezug auf Kreide, Malm, Trias und Verrucano zusammengestellt.

II. Bemerkungen zur Tektonik des Freiberges¹⁰

J. OBERHOLZER (1933) rechnete den Sernifit, der die Basis der nördlichen Kärpfgruppe bildet, zur Glarner Decke; die Mattenschiefer mit den darüber folgenden Laven, Tuffen und Tuffiten trennte er ab und schlug sie zum nächst höheren Element, der Mürtschen-Decke.

R. TRÜMPY in BRÜCKNER et al. (1957, S. 515/516) stellte aber fest, daß die Mattenschiefer durch stratigraphischen Übergang mit dem Sernifit verbunden sind und verlegte die Deckentrennung im Niederental an die Basis der tuffitischen Schiefer, die deutliche Spuren mechanischer Überarbeitung tragen. Dieselben Ansichten äußert auch G. C. AMSTUTZ (1957), der ferner darauf hinweist, daß die tektonische Zweiteilung des Verrucano im Freiberg immer noch provisorisch ist; er hält es für wahrscheinlich, daß viele der ungeklärten faziellen Unterschiede auf alte, zum Teil sogar herzynische Bruchsysteme zurückzuführen sind. Als Arbeitshypothese schlägt er die Annahme «eines von Grabenbruchsystemen durchzogenen Verrucano-Sedimentationsraumes» vor (S. 158).

Das Vorkommen von Plagioklasgneis sowie die stratigraphische Stellung des Sernifites sind noch umstritten.

Im Sattel zwischen Kalkstöckli und Hahnenstock steht die Bunte Serie in anomalem Kontakt mit dem Verrucano der Kühtalmatt (G. C. AMSTUTZ, 1957, sowie Exkursionsbericht SGG, 1957). Die Mürtschen-Decke wurde also an einer listrischen Fläche — die in nordöstlicher Richtung in immer ältere Serien absteigt — auf den Sernifit und die Mattenschiefer der Glarner Decke überschoben. Im übrigen ist der Verlauf der Trennung Glarner/Mürtschen-Decke, besonders im Gebiet zwischen Kühtalmatt und Steinstoß noch sehr unklar; weiter im NW am Westhang der Schönauschein scheint heute immerhin festzustehen, daß das Triasband (Stelliboden—

¹⁰ Die in diesem Abschnitt aufgeführten Beobachtungen stammen zum größten Teil von Exkursionen, die in den Sommern 1957 und 1959 mit Prof. R. TRÜMPY, K. BÄCHTIGER, F. FREY und R. HUBER ausgeführt wurden.

Mäzboden) eine Deckengrenze darstellt, was neuerdings auch von R. BRUNNSCHWEILER (1948 und 1959) vertreten wird. Im übrigen steht es noch nicht fest (nach freundlicher Mitteilung von H. P. SCHIELLY), daß die tektonische Grenze der Kühtalmatt identisch ist mit derjenigen der Schönau. Es ist denkbar, daß auch im Verrucano mehr als nur zwei Einheiten am Bau des Freiberges beteiligt sind. Dieselbe Auffassung äußerte J. OBERHOLZER 1914 (S. 371), verwarf sie aber 1933 wieder. Beim Stelliboden steht noch eine Lavenbank an, während unterhalb der Trias sandige rote Tonschiefer und Sernifit in «Glerner Fazies» anstehen. Die deckentrennende Trias des Mäzbodens — welche dort übrigens synklinale Stellung erkennen läßt (vgl. OBERHOLZER, 1933, S. 141) — scheint im Zusammenhang mit den Triasresten der Blabrus (westlich von Niedernstafel) und am Gandstock zu stehen.

Dieses östliche Triasvorkommen, das von R. HUBER 1958 wieder entdeckt wurde, ist besonders merkwürdig. Eine offensichtlich versackte Masse von Melser Sandstein und Rötidolomit mit eingeschalteten blaugrauen Schiefern liegt auf 1140 m (Koo. 726200/205600) etwas nördlich der Druckleitung des Sernf-Niederer-Werkes. Die im Rötidolomit eingelagerten Schiefer erinnern stark an solche des Aalenian. Ein höherer, möglicherweise anstehender Triasaufschluß findet sich am selben Hang auf ca. 1220 m Höhe (Koo. 726250/205550). Der Melser Sandstein liegt deutlich diskordant auf einer ausgebleichten Verwitterungsschicht des Sernifites, dessen Schichtung gemäß der Anordnung der Komponenten mit ca. 20° nach SE einfällt. Der kaum 3 m mächtige Rötidolomit hingegen fällt beinahe hangparallel nach NW ein. Über dem Dolomit liegen Sturzblöcke von Sernifit. Die Grenze Sernifit/Mattenschiefer konnte nicht genau festgelegt werden, da diese unter Schutt durchzieht; sie scheint aber höher zu liegen als die Trias¹¹.

Die Untersuchungen von H. P. SCHIELLY, der zur Zeit Saasberg, Siwelle und den südlichen Teil der Schönau bearbeitet, lassen in nächster Zeit eine Klärung der bis anhin noch sehr umstrittenen Tektonik der westlichen Kärpfgruppe erwarten.

Auf Grund der bis heute allerdings noch sehr lückenhaften Kenntnisse kann zusammenfassend festgestellt werden, daß im Freiberg, im Ge-

¹¹ Nach Mitteilung von Herrn Prof. R. STAUB gehört der ganze Gandwald einer tiefgründigen, heute noch aktiven Sackung an; vor kurzer Zeit vermochten Felsbewegungen das Wasserschloß des Sernf-Niedererbachwerkes ernsthaft zu gefährden. Bei der tektonischen Interpretation der Gandwald-Trias ist deshalb größte Vorsicht geboten.

gensatz zu den Verhältnissen im Gebiet nördlich des Sernf, ungefähr westlich der Linie Gandwald—Wichlenmatt, eine tiefgreifende Deckentrennung besteht, die am Südfuß des Kärpf sogar bis auf die Hauptüberschiebung hinunterreicht; die Basis der höheren Einheit, der Mürtschen-Decke im Sinne OBERHOLZERS, steigt dabei von NE nach SW in immer jüngere Serien auf. Über die stratigraphische Korrelation bestehen noch verschiedene Ansichten: R. TRÜMPY (Exkursionsbericht 1957, S. 519) nimmt an, Sernifit und Mattenschiefer seien die jüngsten vortriadischen Schichtglieder, wobei der Sernifit der Glarner Decke altersmäßig dem Gipfelkonglomerat der Mürtschen-Decke entsprechen würde. Meine Ansicht geht eher dahin, daß der Sernifit ursprünglich die normalstratigraphische Unterlage der Mürtschen-Schichtreihe darstellte. Dies hätte die Konsequenz, daß im Verrucano der Glarner und der Mürtschen-Einheit, analog den Verhältnissen im nördlichen Raum, keine Decken, sondern nur Bewegungsstockwerke zu suchen wären.

Unberührt von der Entscheidung dieser Frage bleibt aber die Tatsache, daß die Mürtschen-Decke im Süden des Sernf in einem älteren Horizont abgesichert wurde als im Gebiet zwischen Sernf und Walensee. Im Freiberg beginnt die Schichtreihe der Mürtschen-Decke mit den Tuffit-Schiefen, vielleicht sogar mit dem Plagioklasgneis; am Gufelstock und am Hochmättli besteht diese selbe Einheit¹² im wesentlichen nur aus Schönbühl-Schiefen, die stellenweise noch eine schwächige Sernifitbasis besitzen.

III. Bemerkungen über den Zusammenhang der Verrucano-Stammdecke mit dem Verrucano zwischen Vorab und Vorderrheintal

WYSSLING (1950, S. 60, sowie Tafel 3) gelang es, den Verrucano im Rücken der Helvetischen Decke in drei tektonische Einheiten zu gliedern: Auf die tiefste und zugleich nördlichste Panixer-Schuppe — die unter das südlich anschließende Zwischenmassiv untertaucht — legt sich die auf

¹² Allerdings ist die Identität der «Mürtschen-Decke» des Freiberges mit der ganz anders gearteten Mürtschen-Decke (des Mürtschenstockes) noch nicht eindeutig bewiesen; doch liegt auch kein zwingender Grund vor, diese auf OBERHOLZER zurückgehende Korrelation zu verwerfen.

dem Rücken des Zwischenmassivs zu beheimatende Andester Zone. Die südlichste, dritte Zone, diejenige von Obersaxen, reicht im S mit ihren obersten Partien auf das Gotthardmassiv hinauf.

Über Foostock — Piz Sardona und Piz Segnes ist der Zusammenhang der Verrucano-Stammdecke mit der Zone von Panix durch die gemeinsamen Schichtglieder, Plagioklasgneis und Grisch-Schichten, sichergestellt. Die höheren Schuppen, die Zone von Andest und diejenige von Obersaxen, erreichen den Deckenscheitel der Helvetischen Decke nicht oder sind abgewittert; sie bleiben weiter in SSE zurück.

Der Überschiebungsbetrag der Verrucano-Decke (inklusive Zone von Panix) beträgt im Querschnitt Flims—Piz Segnes—Ennenda nahezu 30 km. Damit ist man bei der alten, viel diskutierten Frage angelangt, wo die Wurzeln der Verrucano-Stammdecke — und der helvetischen Decken überhaupt — zu suchen sind.

Dieses Problem liegt außerhalb des Rahmens der vorliegenden Arbeit, weshalb ich mich darauf beschränken möchte, nur kurz auf die neueste Bearbeitung dieses Problems hinzuweisen.

Besondere Bedeutung kommt der Zugehörigkeit der Kristallinkeile von Andest (= Zwischenmassiv von WYSSLING) zu; sollten sie die Fortsetzung des Tavetscher Massivs darstellen, so müßten das Helvetikum s. str., das Sub- und das Parahelvetikum zwischen Aarmassiv und Tavetscher Massiv beheimatet werden. R. STAUB (1954, S. 119 ff.) sieht im Kristallin von Andest eine an der Basis des Verrucano mitgeschleppte Scherbe aus dem Rücken des Tavetscher Massivs und verlegt dadurch den ursprünglichen helvetischen Ablagerungsraum in das Gebiet zwischen Tavetscher und Gotthardmassiv: durch den späten Vormarsch der Gotthard-Front wäre aber dieser Raum bis auf einen Bruchteil seiner ursprünglichen Breite wieder zugedeckt worden.

Demgegenüber konnte R. TRÜMPY (1944) feststellen, daß das Kristallin von Andest zur selben tektonischen Einheit gehört wie der Verrucano der Panixer Schuppe — denn am Culm da Rubi fand er in verkehrter Lagerung Karbon zwischen Kristallin und Verrucano eingeschaltet vor.

ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit werden die Resultate über die Untersuchungen mitgeteilt, die in einem Teilgebiet des osthelvetischen Verrucano-Troges, im Gebiet um den Gulderstock, auf der NE-Seite des Sernftales, durchgeführt wurden.

Der fossilere Verrucano, der unter Zwischenschaltung eines mylonitisierten Kalkes (Lochseitenkalk) als tiefstes Schichtglied der helvetischen Decken die oberkretazischen und tertiären Flyschbildungen mit Überschiebungskontakt überlagert, besitzt sicher vortriadisches Alter. Er ist wahrscheinlich jünger als Karbon, so daß der Verrucano der Glarner Alpen als permische, eventuell noch etwas Oberkarbon umfassende Ablagerung betrachtet werden kann. Die Längsachse des Verrucano-Troges verläuft heute in SSW-NNE-Richtung vom Tödi gegen den Walensee. Die vorwiegend aus grobdetritischem Material bestehenden terrestrischen Sedimente finden sich entlang den Trogrändern im NW und SE, während im zentralen Teil die feineren Fraktionen neben Vulkaniten vorherrschen.

Zweck der Untersuchung war, den Verrucano stratigraphisch zu gliedern und die Genese einzelner Schichtglieder abzuklären. Sodann sollte geprüft werden, ob und wie die Deckengrenzen, welche die mesozoischen Serien der helvetischen Decken durchschneiden, in den Verrucano hineinziehen.

Der Verrucano des Untersuchungsgebietes konnte im wesentlichen in vier Serien aufgegliedert werden (Fig. 1, S. 11). Die basale Serie, der «Plagioklasgneis», besteht aus einer tektonisierten Serie von Feinbrekzien und Schieferlagen. Dieser Plagioklasgneis wird überlagert von der Mären-Serie, einer Folge von roten und grünen Phylliten, Tonschiefern und feinsandigen Tonschiefern mit eingelagerten Vulkaniten (Spiliten und Derivaten von Quarzporphyren). Das Hangende dieser Mären-Serie bildet der Fuggstock-Sernifit, eine Brekzie, die sich aus meist schlecht gerundeten Trümmern von Schiefern und Vulkaniten zusammensetzt. Der Abschluß der Verrucano-Gruppe wird durch eine tiefrote Serie von Tonschiefern gebildet. Diese Schönbühl-Schiefer werden ihrerseits diskordant von der Trias überlagert.

Anhand der Feldaufnahmen konnte nachgewiesen werden, daß ein Teil der Serniftbildungen (= Fanglomerate am NW-Rande des Serniftroges), die bisher oft als jüngere Verrucanobildungen betrachtet wurden, seitlich in den Plagioklasgneis übergehen (S. 20). Die auch in den tie-

feren psammitischen und psephitischen Serien vorkommenden Spilitkomponenten können somit nicht aus den Laven der Mären-Serie bezogen werden, sondern sie müssen von älteren Vulkanen herkommen (S. 26). Wegen des Fehlens zuverlässiger Leithorizonte gelingt der Versuch, die Serien des Gulderstockes mit dem übrigen Verrucano der Glarner Alpen zu korrelieren, nur mangelhaft. Neben den stratigraphischen Schwierigkeiten erweist sich der Murgseebruch als ein bedeutendes Hindernis bei den Parallelisationsversuchen (S. 56, 69).

Der Sedimentationsablauf im Verrucanotrog kann wie folgt zusammengestellt werden: Als älteste Sedimente gelangten als Abtragungsprodukte zweier Hochzonen im E der Plagioklasgneis, im NW der Sernifit zum Absatz. Die Mären-Serie kann als Ausläufer der im SW gelegenen Eruptiv-Serie gedeutet werden. Aus derselben Richtung wurde der Fuggstock-Sernifit als Abtragungsprodukt mächtiger Quarzporphyrlager aufgeschüttet; er ist ein Ausläufer des sog. «Gipfelkonglomerates» der Kärpfgruppe. Die Schönbühl-Schiefer schließlich scheinen aus verschiedenen Richtungen zusammengeschwemmt worden zu sein. Eine Korngrößenzunahme ist sowohl nach NW (d. h. gegen den Trogrand) als auch in nördlicher und nordöstlicher Richtung festzustellen. Vermutlich handelt es sich um Sedimente einer großen Playa, einer abflußlosen Schwemmlandebene.

Zahlreiche Indizien deuten darauf hin, daß der Verrucano unter semiarid-terrestrischen Verhältnissen abgelagert wurde. Das Vorkommen von Fanglomeraten mit schlecht gerundeten Komponenten, das Fehlen des mittelgroben Detritus, die Existenz von Caliche (Kalkkrusten) und schließlich die Tatsache, daß die spilitischen Lavenbänke keine Pillowstrukturen aufweisen, führten zu dieser Schlußfolgerung. Andererseits setzen die roten, von Eisenoxyd herrührenden Oxydationsfarben warme, humide klimatische Bedingungen voraus. Einige Beobachtungen scheinen darauf hinzudeuten, daß der Detritus bereits in oxydiertem Zustande eingelagert wurde; doch stellen sich in bezug auf die Genese der Verrucano-sedimente noch manche Fragen, die nicht in einem beschränkten Raum abgeklärt werden können.

Die tektonischen Komplikationen im Verrucano des Untersuchungsgebietes beschränken sich auf drei Brüche sowie eine größere Verfaltung (Weißmeilenfalte). Die Deckentrennungen zweiter Ordnung, welche die mesozoischen Serien in Teildecken mit beträchtlichen Überschiebungsdistanzen (bis 8 km) aufspalten, ergreifen nördlich des Sernf nur noch

die höchsten Verrucanohorizonte. Die Tiefe der Deckentrennungen nimmt gegen unten — bzw. gegen SE — ab. In Kreide und Malm existieren scharfe Überschiebungen, in Trias und Lias noch liegende Synklinalen, während im Verrucano diese Deckentrennungen intern kompensiert werden (S. 76).

Im Gebiet des Gulderstockes sind innerhalb der Verrucano-Masse keine Deckengrenzen vorhanden. Deshalb eignet sich dieses Gebiet gut für die Aufstellung einer stratigraphischen Skala des Glarner Verrucano, wenn auch viele stratigraphische, genetische und tektonische Probleme kommenden Bearbeitern überlassen werden müssen.

ZITIERTE LITERATUR

- AMSTUTZ, G. C. (1954): *Geologie und Petrographie der Ergußgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. Publ. Vulkaninstitut Friedländer 5
- (1957): *Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges*. *Eclogae geol. Helv.* 50, 1
- (1958): *Spilitic Rocks and Mineral Deposits*. *Bull. Univ. Missouri, School of Min. and Met. Tech.* ser. 96
- ANDREATTA, C. (1959): *Aufeinanderfolge der magmatischen Tätigkeiten im größten permisch-vulkanischen Schild der Alpen*. *Geol. Rundschau* 48
- ARBENZ, P. (1912): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz*. *Verhandl. schweiz. naturf. Ges.*, Altdorf, II. Teil
- (1934): *Die helvetische Region*. *Geol. Führer der Schweiz*, Fasc. II.
- ARBENZ, P. und STAUB, W. (1910): *Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz*. (*Vjschr. naturf. Ges. Zürich*, 55
- BÄCHTIGER, K. (1957): *Die Kupfererze der Mürtschenalp und ihre Begleitgesteine*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich
- BANK, H. und BAMBAUER, H. U. (1959): *Geologisch-petrographische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Gebiet zwischen Kirn (Nahe) und Winterburg (Nordflügel der Nahemulde)*. *Geol. Rundschau* 48
- BEDER, R. (1909): *Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano*. Diss. Univ. Zürich
- BISIG, W. (1957): *Blattengratflysch und Sardona-flysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipaß—Elm—Ramintal—Große Scheibe*. Diss. ETH, Zürich
- BLACKWELDER, E. (1928): *Mudflow as a Geologic Agent in Semiarid Mountains*. *Bull. Geol. Soc. Am.* 39
- BLUMENTHAL, M. (1911): *Geologie der Ringel—Segnesgruppe*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 33
- BRÜCKNER, W. und NIGGLI, E. (1954): *Bericht über die Exkursion zum Scheidnößli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv*. *Eclogae geol. Helv.* 47, 2 (1955)
- BRÜCKNER, W. et al. (1957): *Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen*. *Eclogae geol. Helv.*, 50, 2 (1958)
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Diss. Univ. Zürich
- (1959): *Zur Verrucano—Trias—Tektonik der Glarner Decken*. *Eclogae geol. Helv.* 52, 2 (1960)
- BURCKHARDT, C. E. (1943): *Zur Geologie des Monte Pisano (Toscana)*. *Eclogae geol. Helv.* 36, 1
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Aufl. Wepf, Basel
- CAMENISCH, W. (1960): *Beiträge zur alpträtoromanischen Lautlehre auf Grund von Orts- und Flurnamen im Sarganserland*. Diss. Univ. Zürich
- DUNBAR, C. O. und RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy*. New York

- ESCHER, B. G. (1911): *Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli), mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld und das Carbon von Manno bei Lugano*. Diss. ETH, Zürich.
- ESCHER von der Linth, A. (1841): *Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen, nebst Profilen*. Verh. schweiz. naturf. Gesellschaft, Zürich
- (1834—1872): *Tagebücher*. Deponiert Geol. Inst. ETH, Zürich
- ESCHER von der Linth, H. C. (1809): *Geognostische Beschreibung des Linththales*. Leonhards Taschenbuch 3
- FAURE-MURET, A. (1955): *Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera—Mercantour et ses enveloppes sédimentaires* Mém. Carte géol. France
- FREULER, G. (1925): *Geologische Untersuchungen in der Mürtschengruppe (Kanton Glarus)*. Diss. Univ. Zürich
- FUCINI, A. (1915): *Fossili wealdiani del Verrucano tipico del Monte Pisano*. Palaeontographia Italica 21
- (1924—1925): *Studi geologici sul Monte Pisano*. Catania
- GALLWITZ, H. (1959): *Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der mitteldeutschen Hauptscholle*. Geol. Rundschau 48
- GRUNAU, H. R. (1959): *Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimentserien der Zentral-Alpen*. Brill, Leiden.
- HEER, O. (1. Aufl. 1865, 2. Aufl. 1883): *Die Urwelt der Schweiz*. Schultheß, Zürich
- HEIM, Alb. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein*. Beitr. Geol. Karte Schweiz 25
- (1921): *Geologie der Schweiz*. Bd. II Tauchnitz, Leipzig
- HEIM, Alb. und HEIM, Arn. (1917): *Der Kontakt von Gneis und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 62
- HELBLING, E. (1952): *Morphologie des Sernftales*. Geographica Helv. 7, 2
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 76, 2
- HOWE, E. (1909): *Landslides in the San Juan Mountains, Colorado*. U. S. Geol. Survey, Professional Paper 67
- HUBER, R. (1958): *Recherches géologiques dans la partie méridionale du groupe du Schilt*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH Zürich
- HUBERT, J. F. (1960): *Syngenetic bleached borders on detrital red beds of the Fountain formation, Front Range, Colorado*. Bull. geol. Soc. Am. 71, 1
- HUENE F. von (1940): *Das Alter des Verrucano (Monte della Verruca, Monte Pisano) auf Grund zahlreicher Reptilfährten*. Eclogae geol. Helv. 33, 2 (1941)
- HÜGI, Th. (1941): *Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 21
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz I*. Eclogae geol. Helv. 43, 2 (1951)
- LUGEON, M. (1930): *Trois tempêtes orogéniques*. Livre jub. Soc. géol. France, Paris.
- MILCH, L. (1892 und 1896): *Beiträge zur Kenntnis des Verrucano*. 2 Bde. Veit, Leipzig

- NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24
- OBERHOLZER, J. (1914): *Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth*. Eclogae geol. Helv. 13
- (1933): *Geologie der Glarner Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 28
- PICHLER, H. (1959): *Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphyryplatte*. Geol. Rundschau 48
- PRICE, W. A. (1933): *Reynosa Problem of South Texas an Origin of Caliche*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 17
- ROTHPLETZ, A. (1894): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte*. Stuttgart
- (1898): *Das geotektonische Problem der Glarner Alpen, mit Atlas*. Fischer, Jena
- SAVI, P. (1832): *Osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani*. Nuovo giornale Letterati, 63
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 107
- SCHMASSMANN, H. J. und BAYRAMGIL, O. (1945): *Stratigraphie, Petrographie und Palaeogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz*. Tätigkeitsberichte naturf. Ges. Baselland
- SCHWARZBACH, M. (1950): *Das Klima der Vorzeit*. Enke, Stuttgart
- SHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*. New York und London (McGraw-Hill)
- SIGRIST, F. (1947): *Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerkluftlagerstätten des östlichen Aarmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27
- SIMMLER, R. Th. (1882): *Über die Petrogenese im allgemeinen und das Bunsensche Gesetz der syntektischen Gesteinsbildung, angewendet auf die Verrucane des Kantons Glarus im besonderen*. Mitt. naturf. Ges. Bern
- DE SITTER, L. U. und DE SITTER-KOOMANS, C. M. (1949): *The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse geol. Mededelingen, 14 B
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 52
- (1937 und 1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*, 1. und 2. Teil. Vjschr. naturf. Ges. Zürich
- (1954): *Der Bau der Glarneralpen*. Tschudi, Glarus
- STEPHAN, W. (1959): *Die Gliederung des Rotliegenden und die Stellung seiner Vulkanite am Südwestrand des Frankenwaldes*. Geol. Rundschau 48
- STÖHR, E. (1865): *Die Kupfererze an der Mürtschenalp und der auf ihnen geführte Bergbau*. Neue Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 21
- STUDER, B. (1851/1853): *Geologie der Schweiz*. Bern
- THEOBALD, G. (1867): *Der Brigelser Stock*. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, Chur
- (1869): *Der Kistenpaß und seine Umgebung*. Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, Chur, 14
- TREVISAN, L. (1955): *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., mem. 62 A
- (1956): *Über Verrucano*. Lexique stratigraphique intern., Italia, 11

- TRÜMPY, R. (1944): *Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe*. Eclogae geol. Helv. 37, 2 (1945)
- (1947): *Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke oberhalb Luchsingen* (Kanton Glarus). Eclogae geol. Helv. 40, 2 (1948)
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 79, 1
- (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. Eclogae geol. Helv. 52, 2 (1960)
- TWENHOFEL, W. H. (1950): *Principles of Sedimentation*. New York (McGraw-Hill)
- WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe*. Diss. Univ. Zürich
- WINTERHALTER, R. U. (1943): *Der Verrucano der Schweizer Alpen*. Verh. schweiz. naturf. Ges.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss. ETH Zürich

GEOLOGISCHE KARTEN

- HEIM, Alb., ESCHER von der Linth, A., THEOBALD, G., FRITSCH, K. von (1885): *Geologische Karte der Schweiz*, 1 : 100 000, Blatt XIV
- HEIM, Arn. und OBERHOLZER, J. (1907): *Geologische Karte der Gebirge am Walensee*. 1 : 25 000. Spez. Karte 44
- (1917): *Geologische Karte der Alviergruppe*. 1 : 25 000, Spez. Karte 80
- HELBLING, R. (1948): *Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda*, 1 : 25 000. (Die vorerst ohne Höhen und Ortsangaben erschienenen Blätter 2 bis 4 wurden nachträglich im Auftrag der Schweiz. Geolog. Kommission mit den fehlenden Bezeichnungen versehen und unter der Bezeichnung «*Geologische Spezialkarte Nr. 120*» herausgegeben)
- OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein*, 1 : 50 000, Spez. Karte 63
- (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus*, 1 : 50 000. Spez. Karte 117
- OBERHOLZER, J. und HEIM, Alb. (1910): *Geologische Karte der Glarner Alpen*, 1 : 50 000, Spez. Karte 50
- WEBER, F. (1924 a): *Geologische Karte des Tödi—Vorderrheintal-Gebietes — Ostende des Aarmassivs und Wurzelzone der helvetischen Decken*, 1 : 50 000 Spez. Karte 100 A mit Profiltafel 100 B
- (1924 b): *Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv*, 1 : 100 000. Spez. Karte 101 A, mit Profiltafel 101 B.
- Weitere Karten in BEDER (1909), BISIG (1957), E. HELBLING (1952), R. HELBLING (1938), ROTHPLETZ (1898), SCHINDLER (1959), STAUB (1954).

INHALT

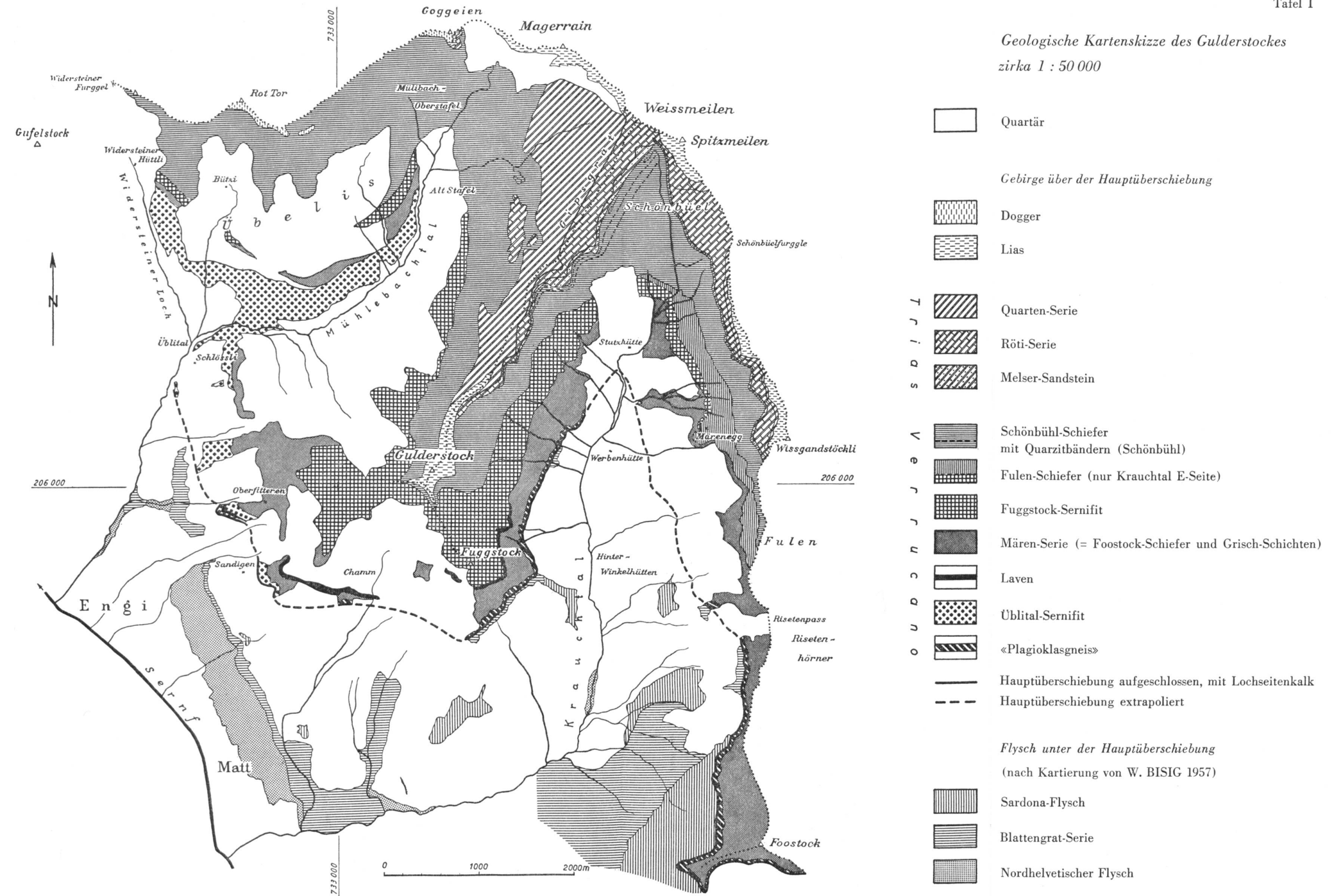
Vorwort	5
Einleitung	7
a) Geographische Lage	7
b) Historisches	7
c) Geologischer Überblick	10
d) Problemstellung	12
A. Stratigraphie	15
Allgemeines	15
Benennungen	17
I. Der Plagioklasgneis	18
a) Verbreitung	18
b) Fazies und Lithologie	20
Zusammensetzung	20
Genese	21
II. Der Üblital-Sernifit	21
a) Verbreitung und Detailprofile	21
b) Fazies und Lithologie	24
Zusammensetzung	24
Herkunft des Materials und stratigraphische Einordnung	25
III. Die Mären-Serie	27
1. Die Foostock-Schiefer	30
a) Verbreitung und Detailprofile	30
b) Fazies und Lithologie	32
Zusammensetzung	32
Genese	33
2. Die Grisch-Schichten	33
a) Verbreitung und Detailprofile	33
b) Fazies und Lithologie	37
Eruptiva und deren Derivate	37
Karbonate	40
IV. Der Fuggstock-Sernifit	42
a) Verbreitung und Detailprofile	42
b) Fazies und Lithologie	43
Zusammensetzung	43
Herkunft des Materials	44

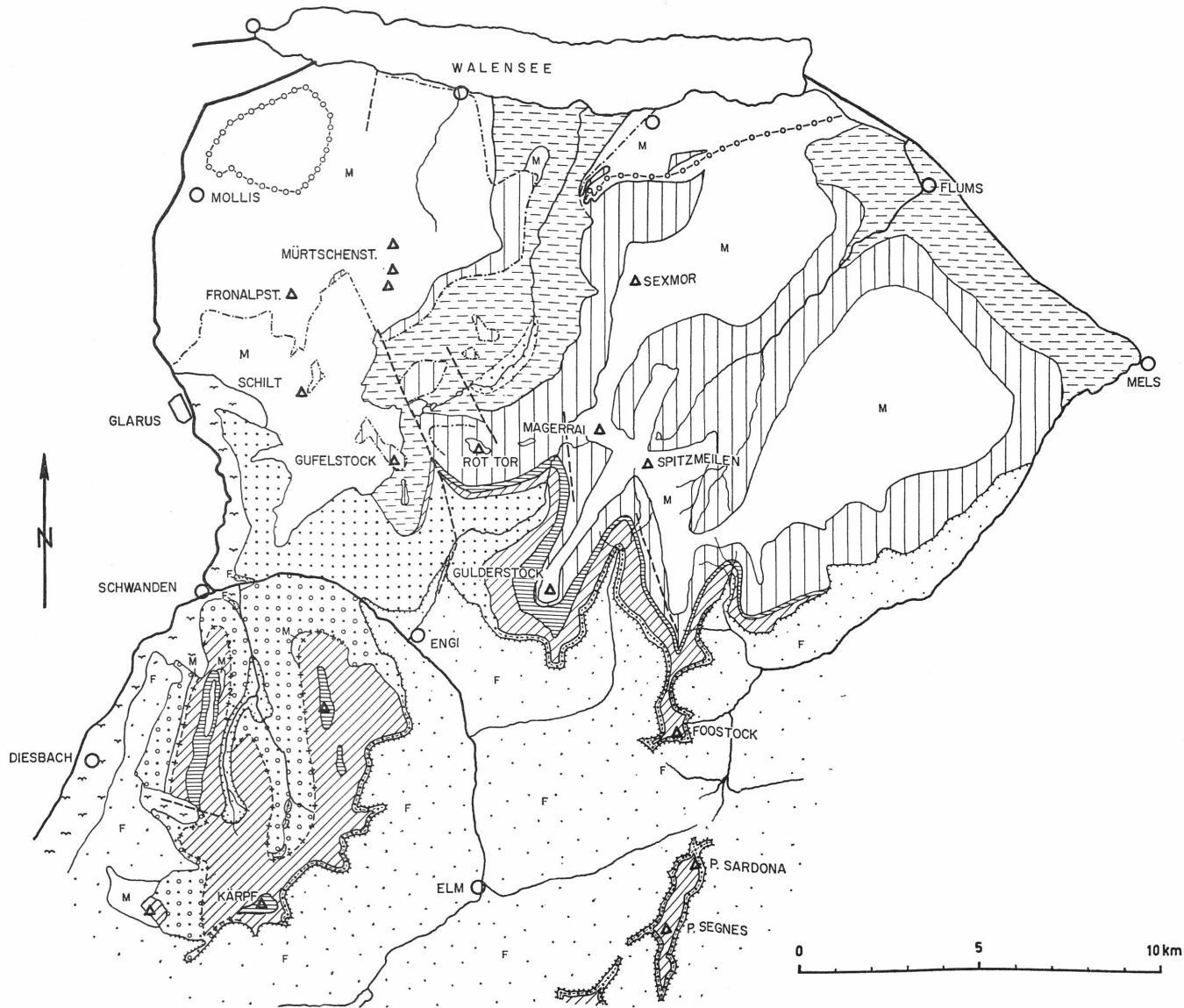
V. Die Fülen-Schiefer	45
a) Verbreitung und Detailprofile	45
b) Genese	46
VI. Die Schönbühl-Schiefer	46
a) Verbreitung und Detailprofile	46
b) Fazies und Lithologie	49
Zusammensetzung	49
Herkunft des Materials	52
c) Die Diskordanz zwischen Verrucano und Mesozoikum	53
VII. Bemerkungen über den Verrucano außerhalb des Gulderstock-Gebietes	55
a) Der Verrucano westlich des Murgseebruches	55
b) Der Verrucano zwischen Murg- und Weißtannental	57
c) Der Verrucano südwestlich des Sernf	59
d) Der Verrucano des Vorderrheintales	61
B. Lokale Tektonik	63
I. Verfaltungen	63
II. Druckschieferung und Streckungsrisse	65
III. Brüche	66
IV. Der Verlauf der Trennung Glarner/Mürtschen-Decke im Osten des Widersteinerloches	70
C. Die Stellung des Verrucano im Glarner Deckenbau	72
I. Bemerkungen zur Verrucano-Tektonik zwischen Sernf und Walensee	72
II. Bemerkungen zur Tektonik des Freiberges	77
III. Bemerkungen über den Zusammenhang der Verrucano-Stammdecke mit dem Verrucano zwischen Vorab und Vorderrheintal	79
Zusammenfassung	81
Zitierte Literatur	84
Geologische Karten	87

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1	Faziell-stratigraphische Übersicht über die ausgeschiedenen Abteilungen des Verrucano auf der Nordostseite des Sernftales	11
Fig. 2	Verfältelung des Plagioklasgneises am Foostock	19
Fig. 3	Dünnschliff: Plagioklasgneis	20
Fig. 4	Sammelprofile W—E	28
Fig. 5	Vereinfachte Sammelprofile SSW—NNE und Versuch einer Korrelation	29
Fig. 6	Der Gulderstock von Nordwesten	54
Fig. 7	Dünnschliff: Pflanzenschiefer vom Sonnenberg	60
Fig. 8	Verfaltung in den Schönbühl-Schiefern am Südostgrat des Heustockes	65
Fig. 9	Isohypsen der helvetischen Hauptüberschiebung im Gebiet des Gulderstockes	68
Fig. 10	Der Verlauf der Deckentrennung im Verrucano nordöstlich des Sernf	71
Tafel I:	Geologische Kartenskizze des Gulderstockes 1 : 50 000	
Tafel II:	Geologische Übersichtsskizze 1 : 150 000 des helvetischen Verrucano zwischen Linth und Seez	

Geologische Kartenskizze des Gulderstockes
zirka 1 : 50 000





Geologische Übersichtsskizze 1 : 150 000 des helvetischen Verrucano zwischen Linth und Seuz

