

Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges

Autor(en): **Amstutz, G. Christian**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **50 (1957)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162209>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges

Von G. Christian Amstutz

University of Missouri, Rolla, U.S.A.
(School of Mines and Metallurgy)

Mit 8 Textfiguren und 1 Tafel (I)

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird durch Mitteilung einer Anzahl kleintektonischer und stratigraphischer Einzelbeobachtungen zur Kenntnis der Tektonik und der Mannigfaltigkeit der lithologischen Abfolge des Verrucano im Glarner Freiberg beigetragen. Einige bei der Kartierung gewonnene Gedanken über die Ablagerungsbedingungen und den Leitwert gewisser Horizonte sind kurz mitgeteilt. Diese Einzelbeobachtungen und Gedanken möchten einen kleinen Beitrag bilden für eine zukünftige, wünschenswerte tektonisch-stratigraphische Gesamtanalyse der ostschweizerischen Verrucanodecken.

SUMMARY

This paper presents a number of detailed observations and ideas on the tectonics and the stratigraphy of the Verrucano (age: Permo-Carboniferous) in the Glarus Freiberg. It is hoped that they will with many other publications serve, eventually, as a basis for a complete analysis of the tectonics and the stratigraphy of the Verrucano nappes in eastern Switzerland.

1. *Einleitung*

Zahlreiche Forscher haben sich mit der Frage der tektonischen und stratigraphischen Aufteilung einzelner Verrucanogebiete oder der ganzen Verrucanomasse abgegeben. Immer wieder stellten sich grosse Schwierigkeiten in den Weg. Die grössten waren das Fehlen von durchgehenden Horizonten mit genügendem Leitwert und – damit aufs engste verknüpft – die undurchsichtige tektonische Verschuppung. Schon B. STUDER nannte den Verrucano eine Gesteinsserie, «die sich nur höchst schwierig, wenn je in mehrere Formationen zerteilen lässt» (MILCH, 1892, p. 17). Es steht heute wohl fest, dass einzig eine einheitliche Gesamtbearbeitung auf Grund einer genauen Detailkartierung weiterführen kann.

Dabei mag es wertvoll sein, wenn sich eine solche Gesamtbearbeitung schon auf die Bearbeitung einzelner Gebiete oder auch nur auf Einzelbeobachtungen stützen kann. Bei der Kartierung 1:10000 der Ergussgesteine des Verrucanos in den Sommermonaten 1945–48 haben sich gleichzeitig einige stratigraphisch-kleintektonische Beobachtungen ergeben. Auf Anraten meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. P. NIGGLI habe ich diese Beobachtungen von der Arbeit über die

Ergussgesteine (AMSTUTZ, 1954) abgetrennt, in der Absicht sie zu einer selbständigen kleinen Arbeit abzurunden. Wiederholter Auslandsaufenthalt und andere Probleme verhinderten mich jedoch daran. Um die einzelnen Beobachtungen, die an sich vielleicht für eine zukünftige Bearbeitung der Verrucano-Stratigraphie und -Tektonik brauchbar sein könnten, trotzdem mitzuteilen, sind die vorliegenden Seiten in Druck gegeben worden.

2. *Topographische und tektonische Situation*

Die zur Diskussion stehenden Gesteinskomplexe bedecken den grössten Teil der Südosthälfte des Kantons Glarus, des St. Galler Oberlandes und des Gebietes zwischen dem Vorderrheintal und der Linie Piz Segnes–Hausstock. Alle Ortsangaben beziehen sich auf die geologische Karte des Kantons Glarus oder das Blatt Foopass des topographischen Atlas der Schweiz. Der Begriff Verrucano wurde zuerst 1832 von SAVI für paläozoische Conglomerate am Monte Verruca bei Pisa verwendet und von B. STUDER als Sammelbegriff auf ähnliche Schweizergesteine übertragen. (Für neuere Arbeiten über diesen Verrucano siehe REDINI, 1935, 1938; HÜHNE 1940 und C. E. BURCKARDT 1943.) Er wird heute von den Geologen in zweifachem, einerseits mehr stratigraphischem, andererseits mehr lithologisch-petrographischem Sinn gebraucht. Erstens belegen sie mit dem Namen Verrucano eine ganze mehrheitlich psephitisch-psammitische, permokarbonische Schichtgruppe, die hauptsächlich klastische Sedimente aufweist, aber ebenfalls Tonschieferbänke und vulkanische Einlagerungen umfasst, zweitens deren typischen psammitisch-psephitischen Hauptbestandteil, die eigentlichen Sandsteine, Arkosen, Conglomerate und Breccien.

Es scheint nicht zweckmässig zu sein, dem Begriff Verrucano allmählich stratigraphische Bedeutung zuzuschreiben und ihn als Zusammenfassung «aller Gesteine zwischen sicherem Karbon und sicherer Trias» zu verwenden (WYSSLING, 1950). Die übliche Bedeutung sollte vielmehr beibehalten werden. Es ist ja erfahrungsgemäss aus dem Zusammenhang leicht ersichtlich, ob die Gesamtmasse des Verrucanos (die Verrucanomasse, -decke, -schuppe usw.) oder der petrographische Spezialcharakter gemeint ist (Verrucanoschiefer, -sandsteine, -conglomerate).

Die Verrucanomasse liegt als ältestes Element der helvetischen Schubmasse unmittelbar über der Hauptschubfläche: den parautochthonen Falten im Süden und dem Lochseitenkalk im Norden. Sie ruht in der östlichsten Depression des aarmassivischen Grundgebirgssockels, die sich zwischen der Tödi- und Vättiser-Kulmination erstreckt, und stellt die Verbindung her zwischen helvetischer Wurzelzone und nach Norden gewanderten helvetischen Decken. Die umfassendste Darstellung des gesamten Verrucanogebietes hat J. OBERHOLZER, 1933, in seinem unvergleichlichen Lebenswerk, der Geologie der Glarneralpen gegeben. Die neueste Übersicht in tektonischer wie auch in stratigraphischer Hinsicht, auf die in der vorliegenden Skizze öfters hingewiesen wird, besitzen wir in der Dissertation von L. E. WYSSLING (1950). Er hat im Segnes–Vorab–Hausstock-Gebiet besonders in die tektonischen Verhältnisse innerhalb des Verrucano neues Licht gebracht.

OBERHOLZER hat durchaus erst im Sinne einer Arbeitshypothese den roten, sogenannten sernifitischen Verrucano seiner Glarnerdecke als nordhelvetisch, die vorwiegend schiefriige Ausbildung der Mütschendecke mit zahlreichen Ergussgesteinsmassen als typischen Einlagerungen mit Leitwert als mittel- und den Ilanzer-Verrucano als südhelvetisch bezeichnet. Bei der Überschiebung ist der südhelvetische Komplex zum Teil über den zurückgebliebenen mittelhelvetischen und dieser seinerseits z. T. über den nordhelvetischen vorgedrungen.

R. HELBLING und seine Mitarbeiter (1938) haben dann eine wesentlich andere Unterteilung vorgeschlagen: ausgehend von einer Verrucano-Stammdecke greifen fünf verschiedene Deckenschuppen nach Norden.

3. *Das Profil der Verrucanosedimente im Glarner Freiberg*

Im Vergleich zur Vorab-Schichtfolge des Verrucano im Piz Segnes Vorab-Hausstockgebiet ist diejenige im Glarner Freiberg etwas monotoner. Diese Tatsache bietet für die Erkennung tektonischer Flächen eine Erschwerung. Andererseits ist die Anzahl vulkanischer Ergüsse bedeutend grösser. Gerade in dieser letzteren Hinsicht ist jedoch eine merkwürdige Diskrepanz vorhanden zwischen den nördlichen Ketten des Freiberges (die Gandstock-Bleistockkette und die Matzlenstock-Sonnenbergkette) und dem südlicheren, eigentlichen Kärpfstockmassiv.

Im letzteren sind die massigen Quarzporphyrlaven des Unter- und Kleinkärpfs deutlich die letzten vulkanischen Bildungen, während in den genannten nördlichen Ausläuferketten ein massiger, grauvioletter, oft schlackiger Spilit das Liegende des allgemein als höchste Einheit betrachteten Gipfelkonglomerates darstellt. Im zentralen Kärpfmassiv hat es somit drei Quarzporphyphasen gegeben (wobei es noch unsicher ist, ob die letzte nicht wenigstens teilweise laccolithisch – intrusiv ist) während in den nördlichen Ketten nur ein Quarzporphyhorizont auftritt. Die Verfingerung der einzelnen Ergüsse und Sills und die teilweise Diskordanz mit den Sedimenten vermindert zudem den Leitwert der Laven beträchtlich.

Wie aus dem diesen Notizen beigelegten Aufriss und den im gleichen Maßstab und gleichen Symbolen gezeichneten Aufrissen in der Arbeit über die Ergussgesteine (AMSTUTZ, 1954) ersichtlich ist, beanspruchen überdies die Laven stellenweise 50–75% des ganzen Profils vom Lochseitenkalk bis zur Scheitellinie. Die Sedimentationsfolge kann somit unmöglich untersucht werden ohne die Natur, Großstruktur und das tektonische Verhalten der Laven und Tuffe mit zu berücksichtigen.

Es sind diesbezüglich zahlreiche Einzelbeobachtungen in der erwähnten, neu erschienenen Arbeit enthalten. Zudem bieten die Profile eine Übersicht über Ausdehnung und Verlauf der vulkanischen Einheiten. Zahlreiche Beobachtungen konnten natürlich nicht in den Rahmen jener Arbeit hineingefügt werden. Unter diesen Einzelbeobachtungen versuchte ich jene auszusuchen, die für eine zukünftige Gesamtkartierung interessant und anregend sein mögen. Sie sind in den Fig. 1–8 und in den folgenden Abschnitten mitgeteilt.

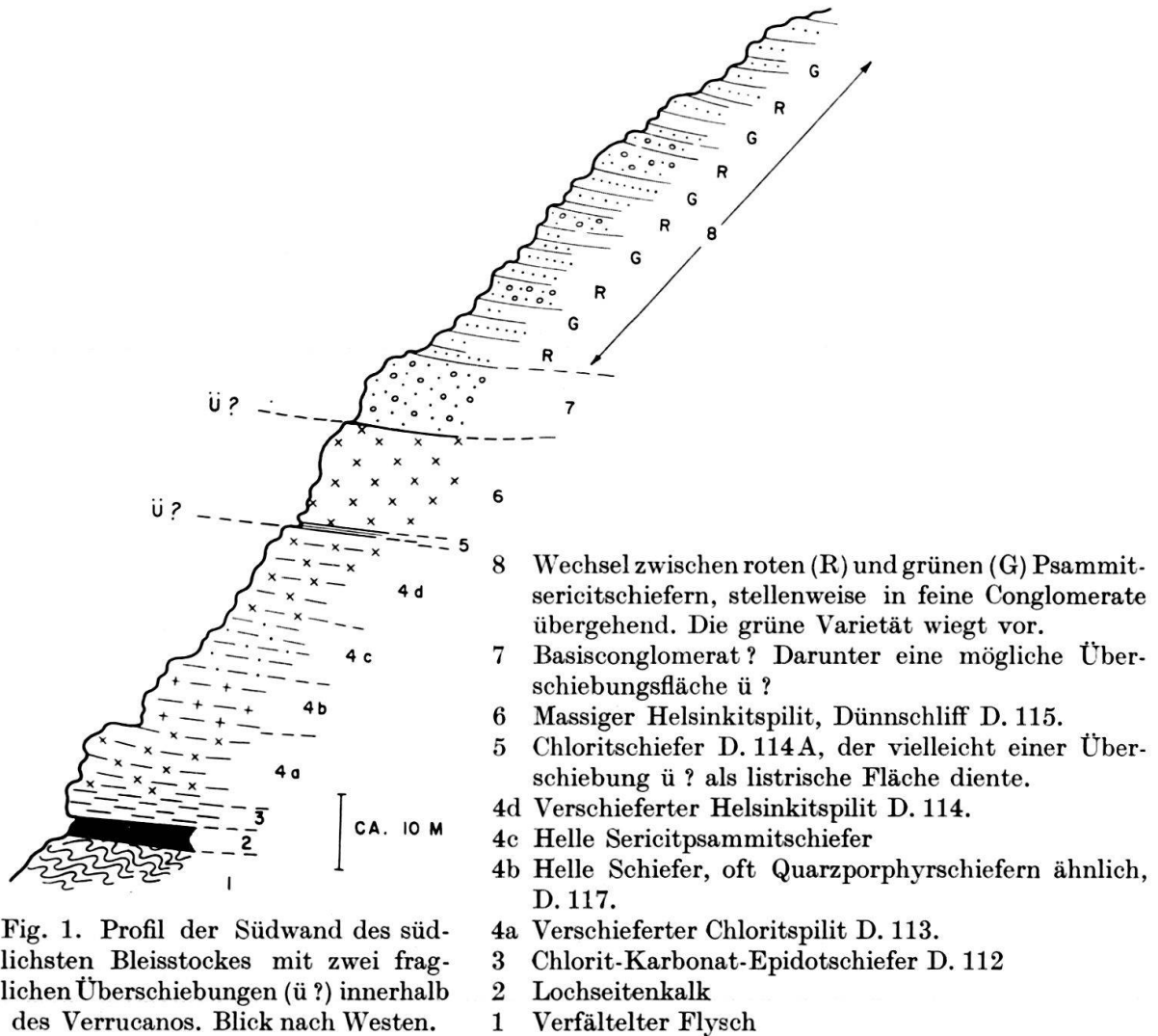


Fig. 1. Profil der Südwand des südlichsten Bleisstockes mit zwei fraglichen Überschiebungen (ü ?) innerhalb des Verrucanos. Blick nach Westen.

Für Dünnschliffbeschreibungen (D. 112, etc.) siehe Text.

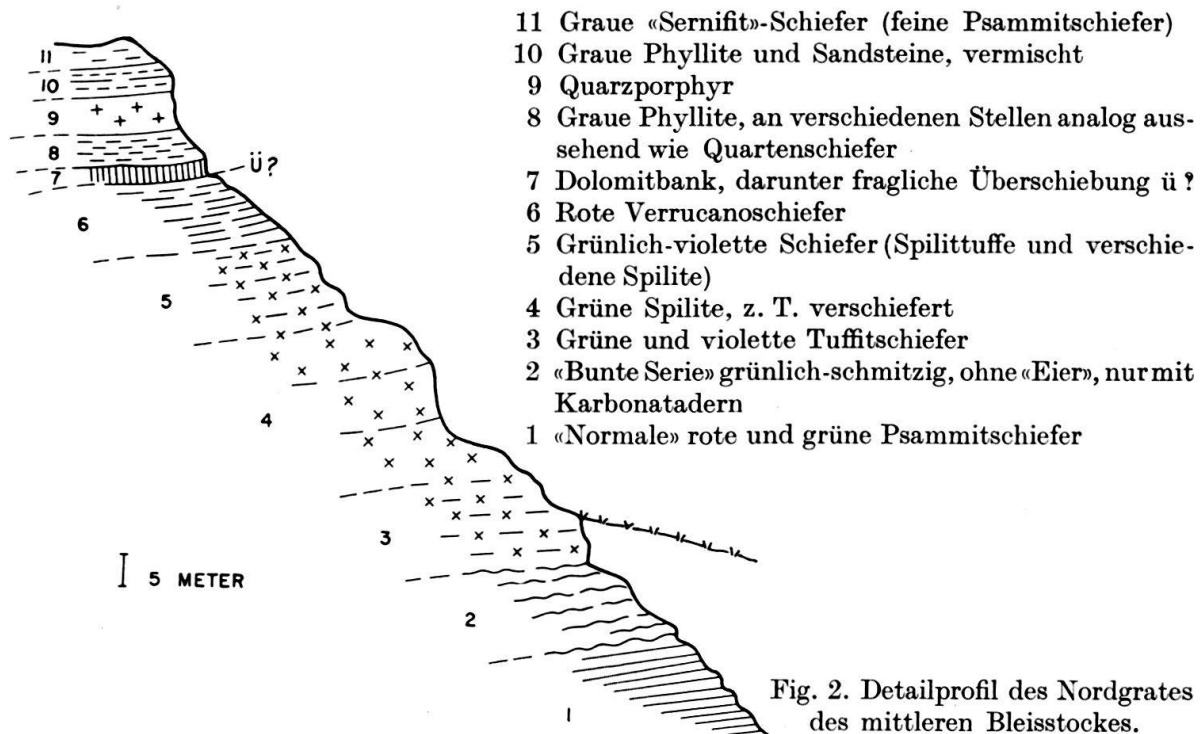
Dünnschliffbeschreibungen zum Profil der Südwand des südlichsten Bleisstockes

Figur 1 (in Profilverlauf von unten nach oben)

- D. 112: Chlorit-Epidot-Karbonatschiefer. In relativ grobkörnigen Karbonatzügen mit grossen Epidot- und Albitkristallen und Chloritschmitzen liegt ein feines Gewebe von Albitnadeln.
- D. 113: Verschiefter, locker-intersertaler Chloritpilit. Zwischen sehr unscharf begrenzten Albitleisten befindet sich Chlorit, der in den Albit hineingreift (grün). Albit auch als Grundmassekörnchen. Leukoxen fein verteilt oder in kleinen Häufchen. Chlorit herrscht oft stark vor. — Durchs ganze hindurch ziehen sich Scharen von Karbonatgruppen biszüge, die einen Drittel des Schliffes ausmachen.
- D. 117: Helle, linsig-bankige Einlagerung im Basis-Psammit-Chloritschiefer. Meist selbst stark verschiefert, gelegentlich aber ziemlich massig (Stück

des Dünnschliffes): Fast hololeukokrater Felsit mit Nestern und Zügen von Albitneubildungen (keine Einschlüsse). Locker eingestreut zwischen den Albiten und eventl. etwas Quarz finden sich feine Häufchen von Erz und Leukoxen. Stellenweise treten erhebliche Mengen Karbonat hinzu. Es scheint sich somit hier um einen meist stark verschieferten Karbonat-Splitporphyr zu handeln.

- D. 114: Verschiefertes Helsinkitspilit. Albit als Hauptgemengteil, mit Epidot und Chlorit als Zwischenmasse. Die Albite sind zum grossen Teil in Sericit, Chlorit und Carbonate umgewandelt, bzw. von diesen Mineralien ersetzt worden. Einige Sericitstränge in der Zwischenmasse und die Gleichrichtung des Sericites in den Albiten geben die Schieferungsrichtungen an. Einige vorwiegend aus Erz und Leukoxen bestehende Pseudomorphosen können aus Titanaugit und/oder Titanit entstanden sein.
- D. 114a: Chloritschiefer. Chlorit-Sericitschiefer mit einzelnen eingestreuten Albitkristallen (in die Schieferungsrichtung eingeregelt) und Quarz-Albitnestern. Dieses Gestein kann ein epimetamorpher Tonschiefer (evtl. etwas albitisiert), ein Kristalltuff oder ein vollständig verschiefertes Helsinkitspilit sein.
- D. 115: Helsinkitspilit. Dünnschliffbeschreibung, Analyse und Dünnschliffbild siehe die Ergussgesteinsarbeit (AMSTUTZ, 1954, S. 84–88, 128; Fig. 42).



4. Die Pflanzenreste in den Verrucanoschiefern

Wie 1948 kurz mitgeteilt wurde, konnten in schwarzen Schiefen des Freiberges an zwei Stellen zum erstenmal Pflanzenreste nachgewiesen werden. Nach diesem anfänglich vielversprechenden Fund (eine horizonttypische Species würde

ja die vollkommene stratigraphische Unsicherheit in bezug auf den Grossteil des Verrucano beheben) durfte ich sämtliche permokarbonischen Pflanzenreste der Sammlung der ETH zusammenstellen und diese, zusammen mit den Stücken aus dem Glarner Freiberg und zusätzlichen Stücken aus dem Vorab- und dem Puntegliasgebiet, die inzwischen von WYSSLING und EUGSTER gefunden worden waren, Herrn Professor JONGMANS zur Neubearbeitung senden. Das Ergebnis war für den Verrucano des Glarner Freiberges insofern negativ, als die *Calamiten*reste vom Karrenstock sowohl *Suckowi* als auch cf. *Suckowi* sein können und zudem im Karbon und im Perm auftreten, während die Stücke vom Kammseeli nicht mit Sicherheit Pflanzenresten führen (AMSTUTZ, 1948; JONGMANS, 1950). Eine stratigraphische Einordnung ist somit noch nicht gelungen.

Auch die Bestimmung der Pflanzenresten aus dem Vorabgebiete und von Punteglias ergaben keine Lösung des stratigraphischen Dilemmas. Es handelt sich dort auch um kohlige Schichten, zum Teil ebenso mächtig wie die schon von ROTHPLETZ (1902) beschriebenen Anthrazitflöze am Berglihorn im Freiberg (Über die Kohlen-Vorkommen im Permokarbon des Vorab, des Tödi, des Punteglias, der Nordschweiz und der Schweizeralpen i.A. siehe WYSSLING, 1950, p. 68; WIDMER, 1949, p. 8; EUGSTER, 1951; SCHMASSMANN & BAYRAMGIL, 1945; und WINTERHALTER, 1927).

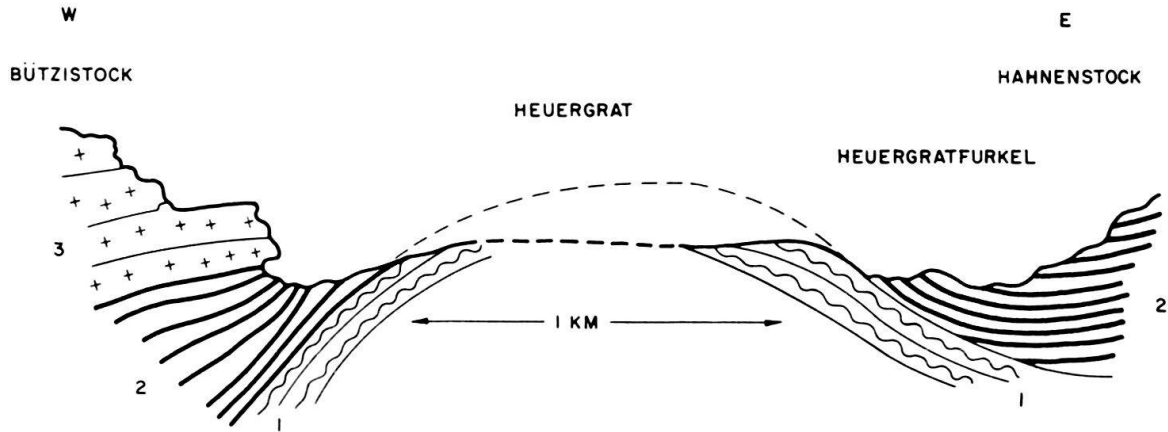
Die pflanzenführenden Schichten am Karrenstock liegen im Sattel unmittelbar nördlich und rund 100 m tiefer als der Karrenstockgipfel. Unter dem Mikroskop erscheinen sie als ziemlich heterogene Graphitschiefer, Sandsteine und feinkörnige Konglomerate. Sedimentationswechsel haben sich teilweise auf so kleinem Raume abgespielt, dass sie sogar im Dünnschliff sichtbar werden. Meist sind die drei Korngrößen jedoch unregelmässig vermischt und nicht selten treten auch splitische Brocken und Kristallbruchstücke von deutlich tuffogenem Ursprung hinzu.

Wie bereits früher vermerkt wurde (AMSTUTZ, 1954, p. 11–13) lassen sich recht interessante lithologische Vergleiche mit anderen permokarbonischen Gebieten der Schweiz ziehen, vor allem mit dem benachbarten Bifertengrätli. Ein gründlicher Versuch in dieser Richtung zu einem Ziel zu gelangen ist noch nie unternommen worden. Es bietet sich allerdings auch hier wiederum die Schwierigkeit, dass selbst am Bifertengrätli die tektonisch-stratigraphischen Verhältnisse nicht eindeutig gelöst sind (vgl. auch WINTERHALTER, 1943). Neuere Arbeiten über Alter, Flora, Fauna und Lithologie des Verrucano am Monte Verruca stammen u. a. von REDINI (1935, 1938) und HÜHNE (1940). Über das Perm der Südalpen hat DOZY (1935a, b) verschiedenes publiziert. Stratigraphische Detailbeschreibungen des Perms der Vogesen finden sich in der Arbeit von CHOUBERT & GARDET (1935).

5. Einige tektonische und stratigraphische Beobachtungen

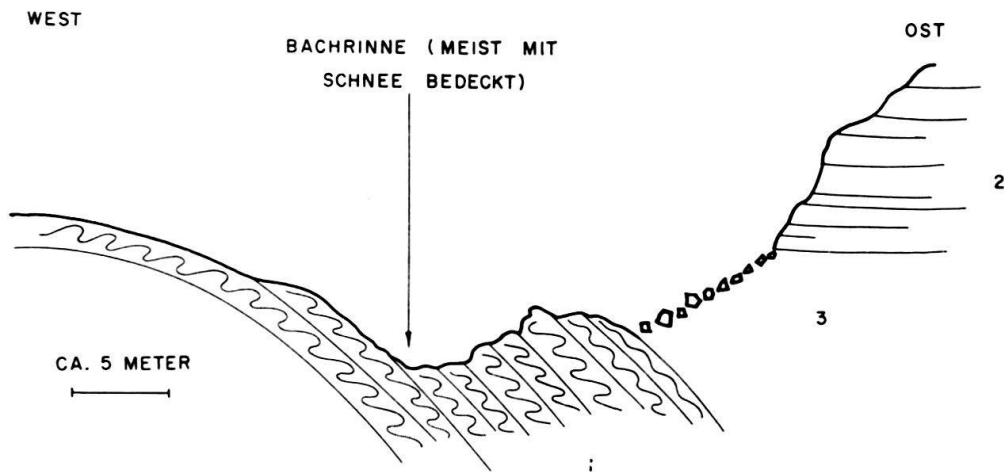
1. Südlich des Lochseitenkalk-Triasdolomitfensters der Kühtalmatte lässt OBERHOLZER die Trennungslinie Glarnerdecke–Mürtschendecke nach SW umbiegen und den Heuergrat (zwischen Hahnenstock und Bützistock) in der Mitte überschreiten. Drei Beobachtungen des Sommers 1946 haben gezeigt, dass diese tektonische Linie nicht den Fuss der unteren Karrückwand der Kühtalmatte folgt, sondern der oberen. Sie biegt also nicht um, sondern behält ihre SSW-bis-

S-Richtung bei und folgt der Bachrinne am Fuss des Hahnenstock-Westabfalles. In dieser Rinne kann nämlich ungefähr in mittlerer Höhe im Spätsommer, wenn der Schnee weg ist, eine sehr schöne Aufschiebungs- oder Anschiebungslinie festgestellt werden (Figur 3a und 3b). Die nach OBERHOLZER für die Mürtschendecke



Figur 3 A.

- 3 Quarzporphyre
 - 2 Ungefältelte, paralleltexturierte «Mürtschendeckenschiefer»
 - 1 Verfältelter, von Quarzchloritadern durchsetzter Glarnerdeckenverrucano
- Tektonisches Schema der «Kühtalschuppe» der «Glarnerdecke»



Figur 3 B.

- 1 Verfältelter, von Quarzchloritadern durchsetzter Glarnerverrucano
- 2 Ungefältelte «Mürtschendeckenschiefer», hier mit Spiliten
- 3 Block- und Gehängeschutt

Schnitt durch die markante Diskordanz zwischen «Glarnerdeckenverrucano» und «Mürtschendeckenverrucano» am NW-Fuss des Hahnenstockes.

typischen, i. A. schwach nach NW einfallenden roten Tonschiefer und hier vor allem die wenig widerstandsfähigen Tuffitschiefer der bunten Serie stoßen auf steil von SE aufsteigende zähe, intensiv fein verfältelte, stark von Quarz-Chlorit-Äderchen parallel der Fältelung durchgezogene rote, sandige Tonschiefer. Diese biegen, kaum aufgetaucht, in das normale leichte NW-Fallen der ganzen Verrucanomasse um. Die Aufschiebungsfläche ist meistens begleitet von einer Ruschel-

zone. Das entstandene Bild erinnert im kleinen an die Brandung der helvetischen Decken am Alpenrand, wo die Molasseschichten schräg gepresst wurden. Auf einer Feldbegehung mit R. TRÜMPY im Jahre 1947 konnten wir diese erste Beobachtung neu bestätigt finden. Ebenfalls 1949 mit E. COOK aus Seattle. Diese tektonische Diskordanz entspricht nach dem Fallen und Streichen der beteiligten Schichten der von OBERHOLZER am W-Abfall des Siwellengrates beobachteten Diskordanz («Atlas zur Geologie der Glarner Alpen» Tafel 24, Fig. 6) und wird wohl auch tektonisch äquivalent sein.



Figur 4.

Profil der Hahnenstock-Südwand, Blick nach NNE. Die auf der Heuergratfurkel untertauchende «Glarnerdecke» sticht hier als schmale Scheibe noch aus. – Etwa 600 m nördlich enthält die Bunte Serie grössere Karbonatkörper. Zwischen die bunte Serie und die Basisgrünschiefer tritt im N und W eine Tuffsandsteinbank und teilweise auch Quarzporphyre ein, die meist von gewöhnlichen Psammitischiefern eingefasst sind. Die Basisgrünschiefer entsprechen im W den massigen Splitbänken.

Die in der geologischen Karte des Kantons Glarus (1942) südlich des Kühtalmattfensters eingezeichnete Bank basischer Ergussgesteine konnte nicht aufgefunden werden. Dieses Element, das für die Mürtshendecke OBERHOLZERS von Leitwert ist, fällt also weg. Ferner wurden in der ganzen gut aufgeschlossenen und gletschergeschliffenen Stufenlandschaft zwischen der genannten Bachrinne und dem Kühtalmattkessel nur Gesteine von der typischen Facies der Glarnerdecke gefunden.

OBERHOLZER lässt seine Glarner-Decke unter dem Hahnenstock auskeilen und die Mürtshendecke an allen Ost-Hängen gleich über der Lochseitenkalk-

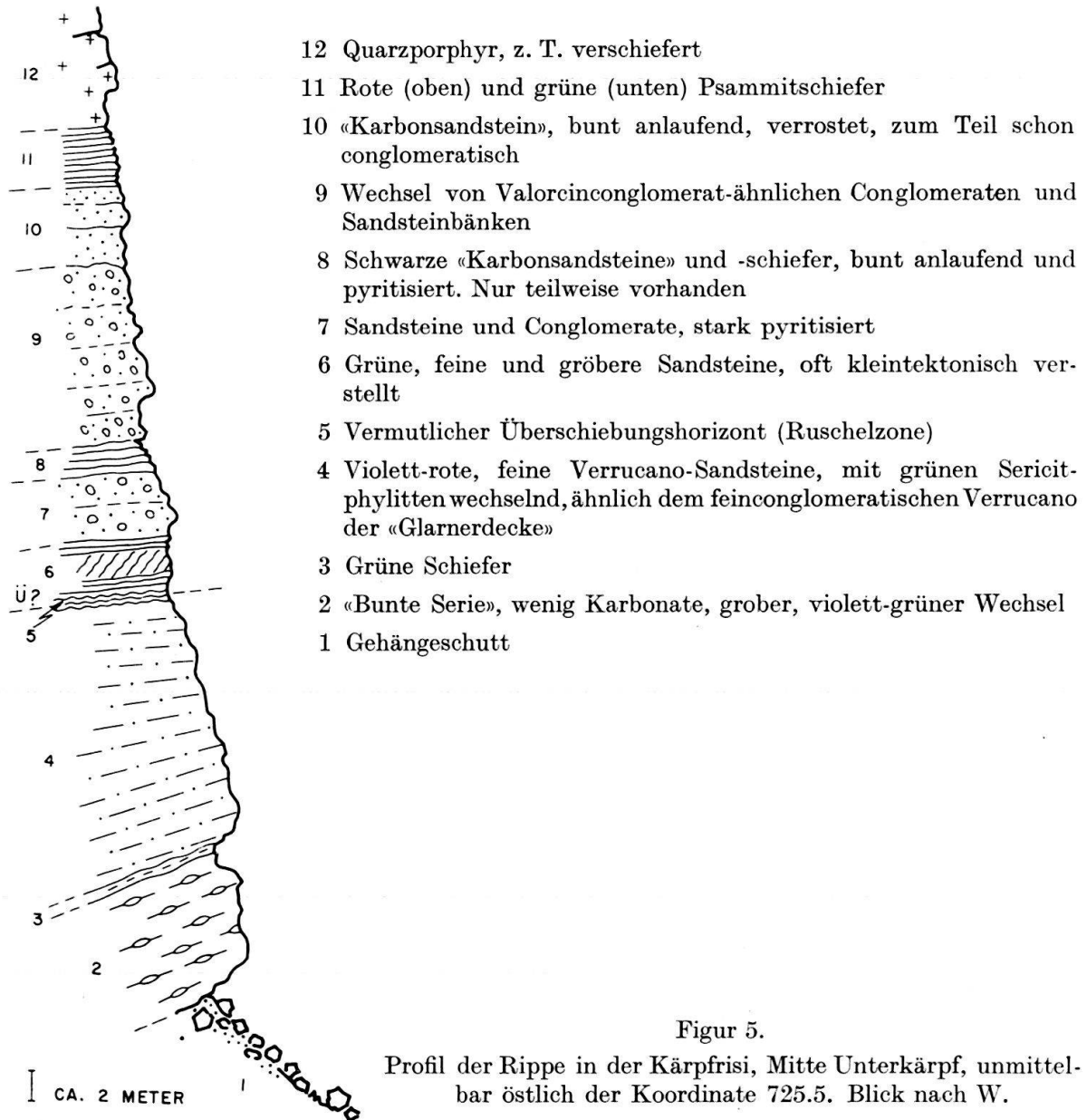
lamelle folgen. Zwei Beobachtungen machen es jedoch wahrscheinlich, dass eine schmale Zone, die aus Faciesanalogie zur sog. Glarner-Decke zu rechnen ist, die Basis des ganzen Hahnengrat-Ostfusses bildet, wie auch die äusserste Basis des Grosskärpfsüdspornes (Grat zwischen Erbsalp und Wichlenmatt). Diese Beobachtungen sind: a) In der Südwand des Hahnengrates befindet sich nur einige Meter über dem Lockseitenkalk eine Ruschelzone mit Quarzadern. Darunter folgt gefalteter Verrucano (siehe Figur 4). b) Auf dem Grat des Grosskärpfsüdspornes befindet sich unmittelbar über dem Lochseitenkalk ein wenige Meter mächtiger, zu der darüber folgenden Hauptmasse leicht diskordanter Verrucanokeil, der gegen N schon ungefähr nach 100 m auskeilt. Er besteht aus einer Verschuppung von schwarzem Flysch-Kalk, schwarzen Flysch-Schiefern, gewöhnlichen roten Verrucano-Tonschiefern und etwas Quartenschiefen oberhalb dem streng gerade verlaufenden Lochseitenkalkband, auf dem ein Gempfad dahinzieht und den einzigen günstigen Zugang bildet. — Es dürfte sich bei dieser Schuppe vielleicht auch um den Nordrand der von WYSSLING beschriebenen Panixschuppen handeln.

In der Südwand des Schwarztshingels tritt ferner an der Basis ebenfalls eine hier etwa 50–60 m mächtige Zone auf, die der Glarnerdeckenfacies sehr ähnlich sieht. Oben ist sie begrenzt von einer allerdings nicht sehr deutlichen Ruschelzone, begleitet von einem Quarz-Karbonat-Chloritband von unregelmässiger Mächtigkeit.

2. Auf die Fraglichkeit des Verlaufes der Trennungslinie zwischen Mürtchen- und Glarnerdecke und auf die Vorläufigkeit der Zweiteilung überhaupt hat OBERHOLZER selbst hingewiesen. Er bringt dies mit folgenden Sätzen deutlich zum Ausdruck: «Die Verrucanodecke ist stark verschuppt . . . Die Trennung dieser Schuppen ist aber nur dort sicher nachweisbar, wo sie durch zwischenliegende Trias offenkundig ist; fehlt die Trias, so ist innerhalb des Verrucano eine Trennung nur angenähert oder gar nicht durchführbar» (1933, p. 120/121). In der tektonischen Übersichtskarte lässt OBERHOLZER die Trennungslinie von der Triaslamelle im Nordabfall der Gandstockkette durch den Neuenhüttenwald nach SW hinunter verlaufen, ungefähr dorthin, wo sich heute der «neue Weiher» befindet. Auf der geologischen Karte hingegen zieht die Trennungslinie von der gleichen Triasschuppe nach Süden und steigt, ungefähr dem NW-Fallen der Decke entsprechend, dem oberen Rand der Niederentalstufe entlang nach S an, um — wenig über dem Lochseitenkalk — unter dem Schwarztshingel zu verschwinden. Dieser Linie entlang konnten bei der Kartierung 1:10000, wenigstens im südlicheren Niederental, keine Anzeichen einer tektonischen Linie beobachtet werden noch auch ein einigermaßen scharfer Facieswechsel. Steigt man von der Sohle des südlichen Niederentales die verschiedenen Wildbachrunden hinauf nach dem Grat der Gandstock-Bleisstockkette, so kann man vielmehr folgendes sehen: Es findet ein allmählicher Wechsel statt von derben Schiefen mit conglomeratisch-brecciösen Einstreuungen und Zwischenlagen zu sandigen Tonschiefern. Wenige Meter bevor man zu der unteren Lavabank gelangt, einer quellkuppenförmigen Spilitmasse, trifft man öfters auf eine ruschelzonenartige Partie. Diese ist gelegentlich begleitet von einer dünnen Karbonatlamelle rötidolomitartiger Anwitterung. Vor allem aber ist auffällig, dass sich auf dieser Höhe die meisten Quellaustritte befinden. Wenn also innerhalb der Westseite der Gandstock-Bleisstockkette eine

tektonische Schuppungslinie angenommen werden soll, so müsste zuerst auf diese Zone gegriffen werden.

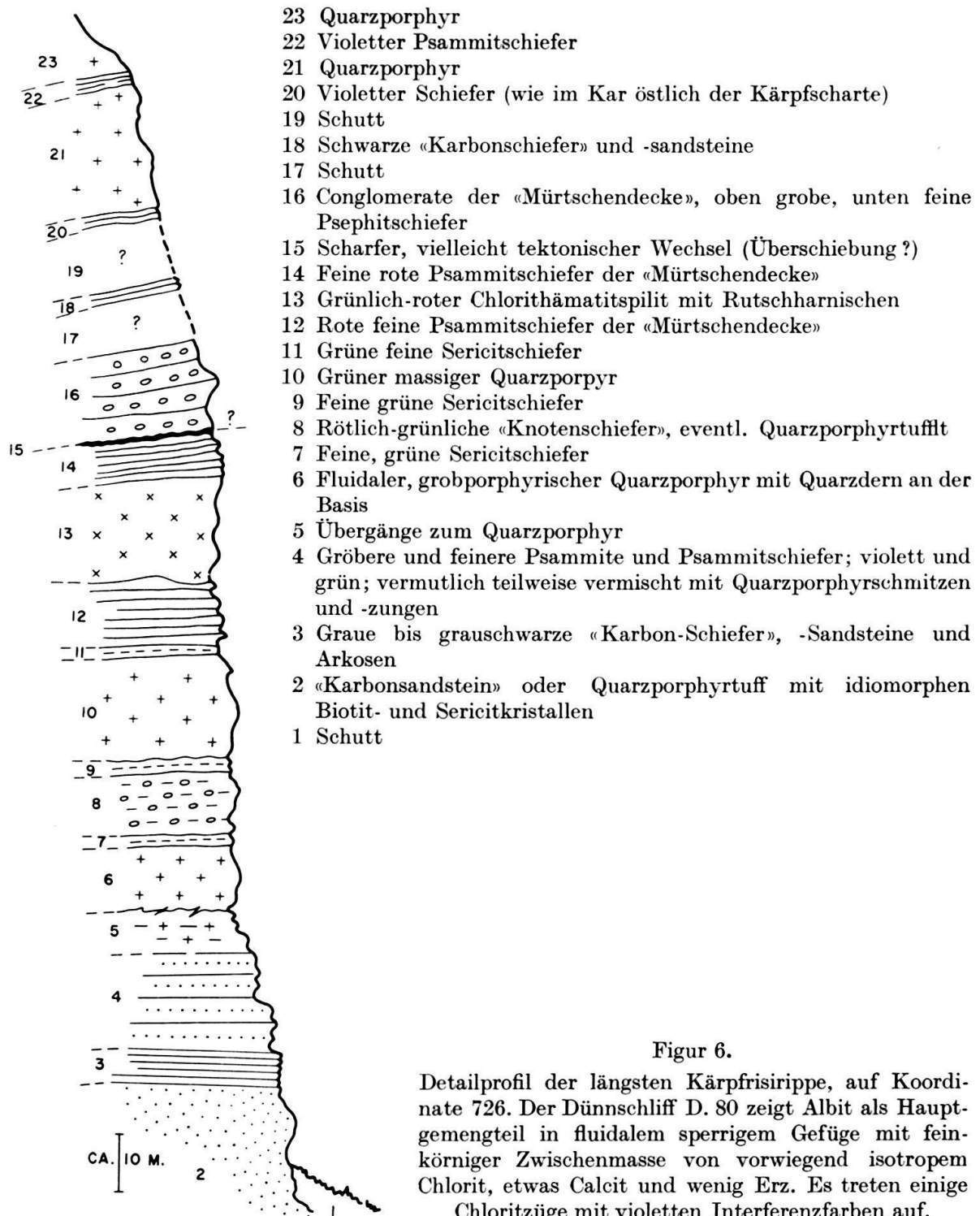
In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass innerhalb Komplexen mit grossem Lavaanteil kaum einmal Verschuppungsspuren festgestellt werden konnten. Diese Komplexe scheinen durch die Effusivgesteine verfestigt worden und als relativ stabile Gebilde in tektonische Vorgänge eingetreten zu sein.



Figur 5.

Profil der Rippe in der Kärpfrisi, Mitte Unterkärpf, unmittelbar östlich der Koordinate 725.5. Blick nach W.

3. Eine Zone intensiver Verschuppung trifft man an der ganzen Ostbasis der Bleisstöcke, unmittelbar unterhalb der neugefundenen Helsinkit-Splitvarietät, sowie unterhalb des Kärpfstockes an. Wie dies aus Figur 1 ersichtlich ist nimmt die Metamorphose nach unten zu. Ab und zu finden sich tektonische Linsen, die durchaus an feinkörnigere Varietäten des grünen «Plagioklasgneises» vom Segnespass erinnern (z. B. bei Koordinate 35/2240 m, Aufriss II, AMSTUTZ 1954). Möglicherweise befinden sich hier die letzten Schuppen jenes Basiskomplexes im Segnesgebiet.



Figur 6.

Detailprofil der längsten Kärpfriserippe, auf Koordinate 726. Der Dünnschliff D. 80 zeigt Albit als Hauptgemengteil in fluidalem sperrigem Gefüge mit feinkörniger Zwischenmasse von vorwiegend isotropem Chlorit, etwas Calcit und wenig Erz. Es treten einige Chloritzüge mit violetten Interferenzfarben auf.

4. Die tektonischen Verhältnisse auf den beiden nördlichen Bleisstockgipfeln hat schon ROTHPLETZ erkannt. («Entdeckung einer Doppellagerung des Verrucano an der Wildmaad im Kärpfgebiet durch A. ROTHPLETZ», MILCH, 1892, p. 82–83). In die geologische Karte (1942) sind seine Beobachtungen nicht aufgenommen. Auf einer Basis von mehrfach eingewickelten Quartenschiefern und einer Trias-dolomitplatte ruhen die Quarzporphyre und Tuffsandsteine, die in den nördlichen

Gipfeln grosse Stufen aufbauen (vgl. Figur 2). Diese tektonischen Inseln bilden die Überreste einer höheren Deckenschuppe und erinnern sehr an die Verhältnisse am Grat zwischen Rotstock und Vorab. Hier konnte im Herbst 1947 mit WYSSLING eine aufgeschobene Mulde von Quartenschiefern und Triasdolomit festgestellt werden.

5. Ferner ist im Ennetseewental in der Steilstufe unterhalb der Alphütte Matzlen ein Spilitkomplex, der beim Zeichnen der geologischen Karte weggelassen wurde. BEDER (1907) hat dieses Vorkommen gekannt und in seine Übersichtskarte eingetragen. OBERHOLZER erwähnte es im Text auch. Dies und die Anwesenheit von Tonschiefern der Mürtschen-Verrucano-Facies hat zur Folge, dass die Trennungslinie zwischen «Mürtschen- und Glarnerdecke» unter den Spilitfelsen durchgezogen werden muss. Am Fusse dieser Felsen wurde eine kleine Kupferlagerstätte aufgefunden (AMSTUTZ, 1950), die mit den Kupferspuren am Kärfpf und am Sonnenberg die Frage nach dem Ursprung des Mürtschenkupfers beantwortet.

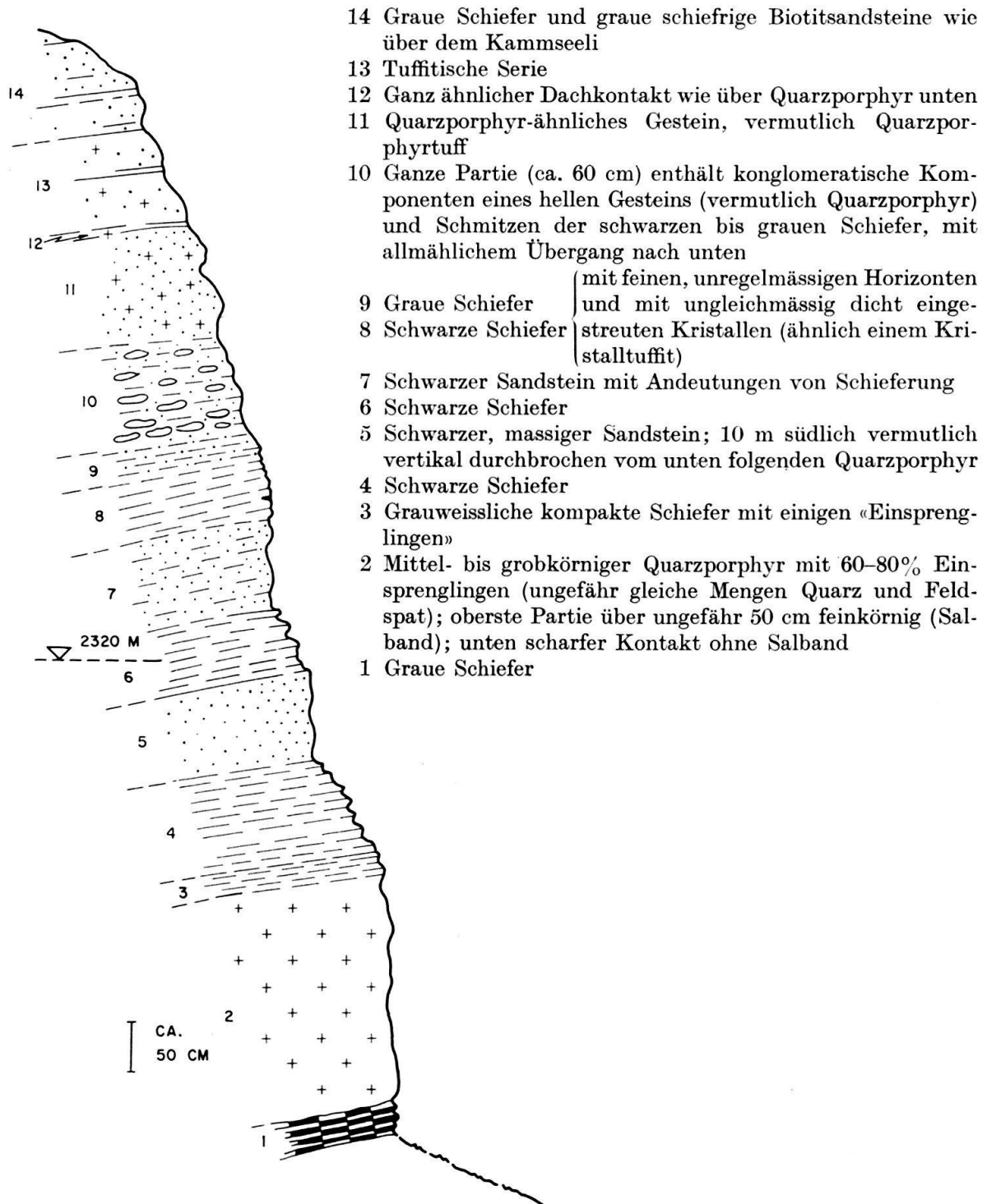
An stratigraphischen Beobachtungen seien kurz folgende erwähnt:

6. Einen Horizont von relativ grossem Leitwert für das kleine Gebiet des südlichen Frybergs bildet ein Conglomeratzug. Er beginnt auf den Hochterrassen östlich des Kleinkärpfes, zieht durch die ganze Kärfpfrisi und kann zuletzt auf der Sonnenbergfurkel beobachtet werden, wo er den Fussweg zur Leglerhütte quert (vergleiche die Figuren 5, 6, 8 und den Aufriss). Auf jenen Hochterrassen finden sich prächtige Deltaschichtungen und zyklische Sedimentationswechsel von feinstem Sandstein zu Conglomeraten mit Komponenten von 30 cm Durchmesser. Das Liegende dieser 20–30 m mächtigen Serie sind feine Tonschiefer und Sandsteine auf einer mächtigen Quarzporphyrlinse. Das Hangende bildet eine Bank ignimbritischer Quarzporphyrtuffe. Von etlichen dieser Conglomeratkomponenten wurden Dünnschliffe hergestellt. Es wurde beobachtet, dass zahlreiche Gesteine nicht identisch sind mit den heute anstehenden Lavatypen. Sie müssen somit von anderen Gebieten hergebracht worden sein (Wassertransport). Auch keratophyrische und spilitische Konglomerate wurden beobachtet. Dabei ist es oft nicht einfach, sie von Lapillimassen und vulkanischen Breccien zu unterscheiden.

Dieser Konglomeratzug hat stellenweise nagelfluhartiges Aussehen. An verschiedenen Stellen wurden nagelfluhartige Conglomerate mit sehr schön gerundeten Komponenten beobachtet, an einer Stelle sogar eine ausgesprochene Kreuz- und Deltaschichtung mit einem Ablagerungsgefüge, das Schüttung von Süden her beweist (Koordinaten für helle «Nagelfluhen»: 725 580/198 850; 128 280/201 020; für Deltaschichtung S–N mit Wechsel von Sandstein mit Nagelfluhen: 726 480/197 680. Dies sind Koordinaten der Landeskarte 1:50000, oder des Sigfried-Atlas). Die Beobachtung nagelfluhartiger Horizonte und auch von Conglomeraten in den pflanzenführenden Schichten am Kammseeli und am Karrenstock sind nicht neu. Bereits ARNOLD ESCHER berichtete 1866 über «Valorsine»-Conglomerate im Kärfpgebiet. Statistische Beobachtungsreihen zur Ermittlung von einzelnen Sedimentationsrichtungen und -zyklen hat jedoch noch niemand aufgestellt.

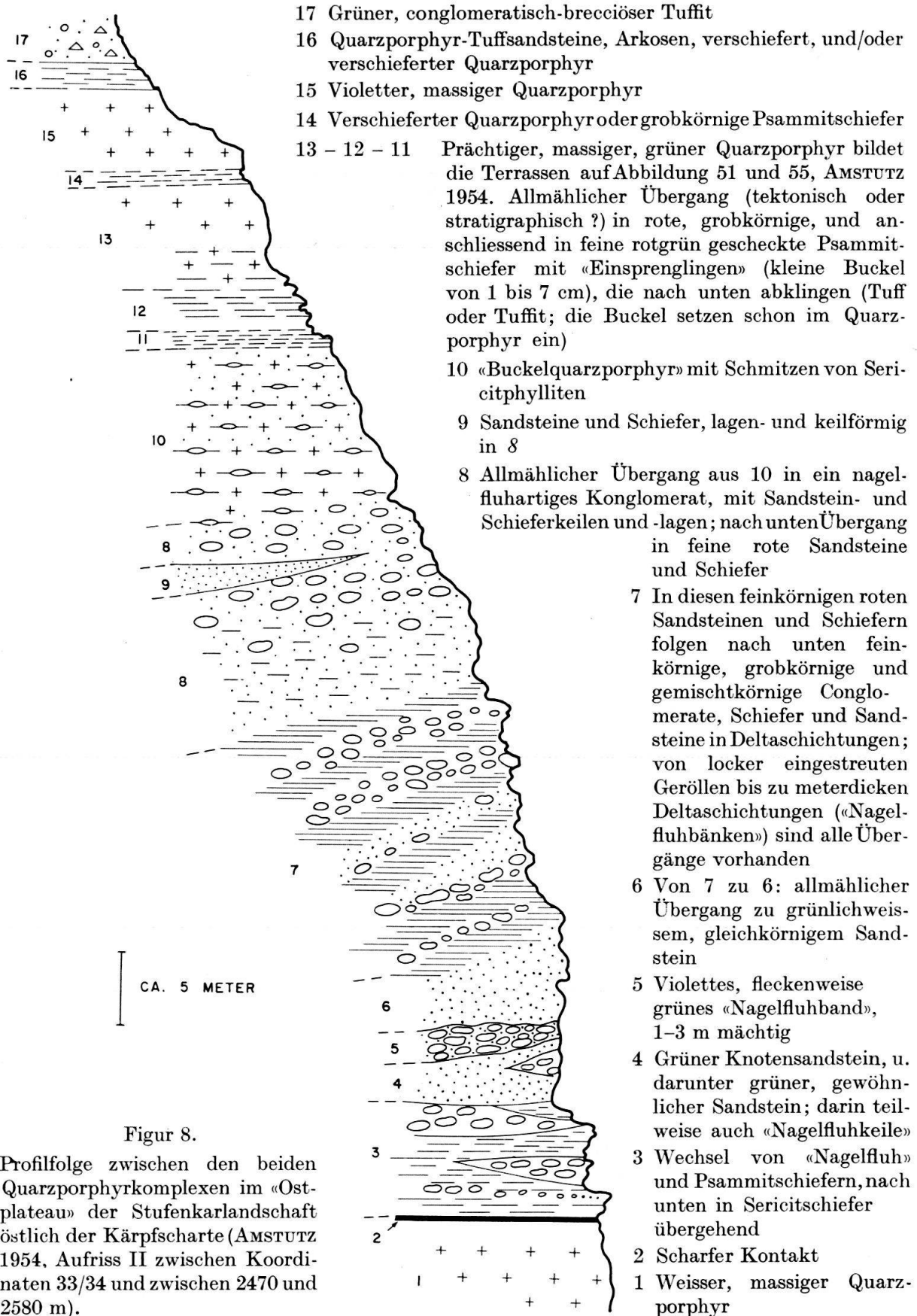
7. Ferner ist auf der geologischen Karte (1942) südöstlich der Engiseeli auf dem mittleren Siwellen ein Flecken Quarzporphyr mitten in basischen Ergüssen ein-

gezeichnet. Das als Quarzporphyr angesprochene Gestein ist eine gegen Osten auskeilende Triasquarzitmasse. Die mikroskopische Untersuchung hat diese Annahme bestätigt. Die basischen Gesteine umgeben den Triasquarzit nicht, sondern bilden am östlichsten, höchsten Siwellenkopf den einzigen aufgeschlossenen, steilauf-



Figur 7

Detailprofil nordwestlich des Berglihorn, nördlich der nördlichen Verwerfung (Koord. 200.750). Intensiver Wechsel zwischen schwarzen Schiefen, Sandsteinen, Tuffiten, Tuffen und Quarzporphyren.



Figur 8.

Profilfolge zwischen den beiden Quarzporphyrkomplexen im «Ost-plateau» der Stufenkarlandschaft östlich der Kärpfscharte (AMSTUTZ 1954, Aufriss II zwischen Koordinaten 33/34 und zwischen 2470 und 2580 m).

steigenden Zufuhrkanal der basischen Laven im Glarner Freiberg (näheres darüber findet sich in der Arbeit über die Laven des Freiberges, AMSTUTZ, 1954, p. 25–26, Fig. 10).

Diese Triasquarzitschuppe liegt in leicht diskordanter Überschiebung auf dünnen parallelschiefrigen, roten Psammitschiefern, die vor allem in der Nähe der Überschiebungsfläche zahlreiche grüne Linsen in schöner Stufenanordnung entlang der tektonischen Fläche aufweisen (wahrscheinlich Chloritbildung; Fe wurde in Chlorit aufgenommen). Der Quarzit ist in Kontaktnähe leicht in eine linsige Überschiebungsbreccie aufgelöst. Von der Alp Engi her tritt die Quarzitklippe morphologisch hervor. Die Überschiebungslinie ist jedoch nur auf der Westseite des Siwellen aufgeschlossen.

8. Eine ausführliche morphologische Beschreibung des Freiberges, die zum Teil als Schlüssel zur Kleintektonik diene, habe ich in meiner Diplomarbeit (1947) gegeben.

9. Zum Schluss soll nochmals an die grosse Ähnlichkeit mit den von WYSSLING aus dem Vorabgebiet beschriebenen Facien erinnert werden. Seine genauen Profilaufnahmen und seine tektonisch-stratigraphische Synthese wird für eine zukünftige Verrucanobearbeitung die wichtigste Basis bilden.

6. Zur Frage der stratigraphischen Aufteilung des helvetischen Verrucano

Die stratigraphische Aufteilung und Zuordnung des Verrucano muss von zwei Seiten her in Angriff genommen werden: von der analytisch-tektonischen, durch Festlegung der einzelnen herzynischen Diskordanzen und von der vergleichend-stratigraphischen. H. WIDMER (1949) hat in seiner Arbeit über die Geologie der Tödigruppe interessante Anregungen analytisch-tektonischer Hinsicht gemacht. Die Auswertung seiner Resultate für den Freiberg kann hier nicht erfolgen. Es seien lediglich wiederum einige Beobachtungen und Gedanken zusammengetragen.

Das Bedürfnis nach stratigraphischer Aufteilung der mächtigen Verrucanomasse ist so alt wie die geologische Erforschung dieser Gebiete überhaupt. Die Aufteilungsversuche sind stets eng verknüpft gewesen mit den jeweiligen tektonischen Auffassungen.

Bis heute konnte sich die stratigraphische Unterteilung des Verrucano wie überhaupt die ganze Altersbestimmung mangels fossiler Reste nur auf lithologische Vergleiche stützen.

Dabei dienten in erster Linie graphitisch-kohlige Horizonte und triadische Züge als Vergleichselemente (letztere vor allem auch zur tektonischen Aufteilung). ARN. ESCHER, ALB. HEIM, A. ROTHPLETZ, O. AMPFERER, J. WEBER, J. OBERHOLZER, R. TRÜMPY, L. WYSSLING, der Verfasser u. a. haben zahlreiche der eben genannten graphitisch-kohligen Horizonte gefunden und verschiedentlich als karbonisch oder doch wenigstens als karbonartig bezeichnet, wohl oft in der vereinfachenden Annahme, die meist roten und oft klastischen, ans Rotliegende erinnernden Sedimente seien so gut wie stets ariden Ursprungs. Diese Auffassung bedarf der Überprüfung.

Gerade die mächtigen Sandsteinbänke, die oft mit diesen in Verbindung stehenden über weite Distanzen verfolgbaren Konglomerathorizonte (siehe Figuren 5–8),

die der Molassenagelfluh verblüffend ähnlich sind, die grossen Tuffmassen mit grossen Mengen Kieselgelknollen und kalkig-kieseligen Konkretionen besonders im grossen Tuffgebiet der sogenannten bunten Serie zwischen Leglerhütte und Hahnenstock oder auf dem Piz Grisch zeugen deutlich von limnisch-lacustrisch-mariner Entstehung. Ja – die Aufbereitung ist an verschiedenen Stellen des grossen Conglomeratzuges am Kleinkärpf so inhomogen (z. B. auf der Sonnenbergfurkel südlich des Sonnenberges unmittelbar neben dem Fussweg), dass man unwillkürlich an Querschnitte durch Moränen erinnert wird. (Seither konnte ich jedoch in den jungen, tief eingeschnittenen Tälern der peruanischen Anden riesige, conglomeratisch-brecciöse Schuttmassen beobachten, die eine ähnliche Aufbereitungskurve ergeben würden wie die Moränen.)

Ferner kommt dazu, dass sich – wie aus der Profilbeschreibung in Abschnitt 3 ersichtlich ist, – die kohlig-graphitischen Schieferzüge, deren oberster Zug südlich des Berglihornes Anthrazit und deren zweitoberster (?) die Pflanzenschiefer führt, nur etwa 50 bis 100 m unter dem obersten Komplex des Verrucano dem sogenannten Gipfelconglomerat befinden. Diese Beobachtung steht deutlich im Gegensatz zu denjenigen von WYSSLING im Segnes-Vorab-Gebiet wo die karbonartigen Horizonte nur zuunterst liegen. Daraus schliesst WYSSLING dann auf evtl. karbonisches Alter. WYSSLINGS kohlige Horizonte mögen denjenigen oberhalb der Kammseeli entsprechen.

Es ist an sich nicht einzusehen, warum nicht auch zur Permzeit einzelne Vegetationsinseln oder Gürtel hätten bestehen können, so dass durchaus jeder zwingende Grund kohlig-graphitische Lamellen und Züge dem Karbon oder Unterperm zuzuordnen, fehlt. Es muss zwar die Möglichkeit offen gelassen werden, dass einige der graphitisch-kohligen Schieferhorizonte nur Detritus der Biferten-grätliserie sind. Denn «im oberen Perm, zur Zeit, da weiter im Südosten Sernifitconglomerate abgelagert wurden, herrschte hier Verwitterung und Abtragung, von der alle heute aufgeschlossenen Gesteinscomplexe angegriffen wurden» (WIDMER, 1949).

Wir müssen heute zugeben, dass wir immer noch keinen zuverlässigen Anhaltspunkt haben zur stratigraphischen Zuteilung des Verrucano zu bestimmten Altersklassen. Solange diese Unsicherheit herrscht, dürfen wir vom Verrucano füglich als von einer permokarbonischen Gesteinsserie sprechen. Selbst die relative Aufteilung des Verrucano, die Parallelisierung über weitere Gebiete stösst auf grosse, noch nie befriedigend überbrückte Hindernisse. Denn die Unregelmässigkeit im horizontalen wie im vertikalen Sedimentationswechsel (siehe Fig. 4–8) war zur Bildungszeit des Verrucano enorm. Das zeugt von einer grossen Beweglichkeit des Krustenteils, auf dem der Verrucano abgelagert wurde. Dies ist bei der Anwesenheit von so mächtigen Ergussgesteins- und Tuffmassen, die oft mehr als die Hälfte der Profilmächtigkeit in Anspruch nehmen, nicht verwunderlich. Wenn man mit R. STAUB (1953, p. 8/9) annimmt, dass der Verrucano in N–S (und E–W) streichenden Grabenbrüchen abgelagert wurde, wird nicht nur der enorme Wechsel und die Unregelmässigkeiten im Sedimentationsrhythmus verständlich, sondern auch die Anwesenheit vulkanischer Ergüsse, Lagergänge und Tuffe.

Ebenso gilt es Vorsicht walten zu lassen in der Zuordnung jeglicher dolomitischer Lamellen innerhalb des Verrucano zur Trias. Erwähnt sei hier nur, dass an der W-Basis des Hahnenstockes, wenige Meter über der neu aufgefundenen tektonischen Diskordanz innerhalb des Verrucano (siehe oben) und in der Hahnengrat-Ostwand (siehe Figur 4) dolomitische Bänke der bunten Serie von 0,1 bis 10 m Mächtigkeit anzutreffen sind. Ihre Anwitterung ist durchaus die der Triasdolomite. Bei näherem Zusehen zeigt es sich aber, dass sie unfehlbar zur bunten Serie gehören (Gehalt an Manganerzminerale etc.), einem Wechsel keratophrisch-spilitischer Tuffe und Tuffite mit einzelnen kleinen Lavawülsten und -kuppen. Die gleichen konkretionären, vielleicht lagunären Dolomitbildungen beschreibt WYSSLING vom Piz Grisch. In der «Piz Grisch-Serie» selbst hat es kaum Tuffspuren. Doch geht sie seitlich in die Vorabschiefer über, die aus Spilit-Tuffen bestehen und ähnlich ausgebildet sind wie die bunte Serie aber dazu noch leicht verschiefert wurden.

WYSSLING hält die ophthalmitischen Bildungen für «Karbonatbänklein und -schmitzen», die «durch Clivage häufig in nuss- bis kopfgrosse knollige Linsen aufgelöst» sind. Die sericitisch-chloritische «glasgrüne Haut», die diese «Eier» überzieht, genügt indessen kaum zur Erklärung dieser Bildungen. Die Lösung würden wohl erst Gefügeanalysen liefern. Die kalkigen Konkretionen wurden schon von ALB. HEIM (1878) als charakteristische Horizonte erkannt und folgendermassen beschrieben: «In den schiefrihtonigen, meist intensiv roten Abänderungen stellen sich Kalk- und Dolomitconcretionen ein, die sogar zu dünnen Lagen kieselig thoniger Kalksteine sich verbinden» (vgl. MILCH, p. 80).

Unzweideutig handelt es sich aber dort um Trias, wo Quartarschiefer zugegen sind, wie z. B. auf dem mittleren Bleisstock. Eine sorgfältige Sedimentpetrographische Untersuchung (Schwerminerale etc.) müsste einer besseren stratigraphischen Aufteilung sehr zugute kommen. E. NIGGLI schreibt (J. CADISCH u. E. N., 1953, p. 96): «Die mächtigen Verrucanomassen (Perm) der helvetischen Zone und der unterostalpinen Decken stellen in ihrer kontinentalen «New Red»-Facies den Erosionsschutt der abgetragenen Teile der herzynischen Gebirge vor und geben ein weiteres, wertvolles Indiz für die Existenz der herzynischen Orogenese im alpinen Raume. Ferner kann auf die prachtvollen fossilen Verwitterungserscheinungen der permischen Erosionsfläche hingewiesen werden (z. B. am Tödi und im Aiguilles-Rouges-Massiv)». Ein Versuch, diese aufgeschlossenen Teile des Grundgebirges mit den Erosionsprodukten im Verrucano zu vergleichen, ist meines Wissens noch nie unternommen worden. Ferner ist der Einfluss der alpinen Faltung auf die Verrucano-Gesteine ebenfalls noch wenig untersucht (CADISCH, loc. cit. p. 111).

Es ist wahrscheinlich, dass sich viele noch ungeklärte facielle Unterschiede in bezug auf die Verrucanostratigraphie, einschliesslich der Ergussgesteine, auf eine alte Bruchtreppentektonik zurückführen lassen, ähnlich derjenigen, welche von R. TRÜMPY (1949) im Glarner Lias nachgewiesen wurde. Möglicherweise sind auch viele der in meinen Aufrissen (1954) eingezeichneten Bruchflächen nur wiederbelebte Teile herzynischer Bruchsysteme. Auffallend ist beispielsweise das Zusammenfallen des aufsteigenden Spilitganges am Schafkeller unterhalb der Leglerhütte mit der ausgeprägten, fast genau N-S verlaufenden Bruchfläche, die vom

Schafkeller über der Kühtalmatt durch nach dem Westfuss des Hahnenstockes zieht.

Es scheint mir heute, dass die Annahme eines von Grabenbruchsystemen durchzogenen Verrucano-Sedimentationsraumes die brauchbarste Arbeitshypothese wäre, die einer sedimentpetrographisch-stratigraphischen Gesamtbearbeitung der Verrucanomasse im ostschweizerischen Verrucano zugrunde gelegt werden könnte. Mit dieser Arbeitshypothese hätte sich schon bei der Kartierung der Ergussgesteine einiges mehr herausarbeiten lassen.

7. *Paläogeographische und paläoklimatische Folgerungen*

Aus dem Charakter der Verrucanosedimente folgt, wie schon MILCH und OBERHOLZER auf Grund ihrer teilweise anders gearteten Beobachtungen erkannten, folgendes:

Es finden sich in weitgehend unregelmässiger vertikaler und horizontaler Ablagerungsfolge – und zudem in nachträglich bei der Überschiebung mannigfach verkeilter Anordnung, welche das Entziffern der stratigraphischen Abfolge ausserordentlich erschwert – sowohl marine, lacustrische, fluviatile und aride Bildungen. Zu den aquatischen und z. T. ariden zählen die Sandsteine und Arkosen; zu den fluviatilen oder terrestrischen die Konglomerate bis Breccien.

Die osthelvetische Verrucanomasse ist auf ein verhältnismässig enges Gebiet beschränkt. R. STAUB (1953, p. 8ff.) nimmt an, dass die gewaltige Mächtigkeit und das vielfach sprunghafte Einsetzen des Glarner Verrucano . . . als natürlichen Absatzraum des herzynischen Verwitterungsschutzes ein an Brüchen eingesenktes altes Grabengebiet, zwischen Aar- und Gotthardmassiv als alten Horsten, notwendig erscheinen lässt. Er nimmt auch an, dass dieser Verrucanograbens wohl mehrteilig war, da der Verrucano «vielfach geradezu sprunghaft» aussetzt.

Wie von vielen jungen Grabensystemen – Rheingraben mit Kaiserstuhl; Campidano, Sardinien; Tanganyikagraben mit vielen Vulkanen; White Mts.-Walla Walla-Graben, Oregon u.a.m. – bekannt ist, bieten die randlichen, und gelegentlich auch innere Bruchflächen gute Wegsamkeit für aufsteigende Magman. Somit darf die Anwesenheit der Laven im Verrucano als weiteren Hinweis auf die Existenz tiefgehender Bruchsysteme gelten. Bei einem Versuch, die Geometrie dieser Bruchsysteme aufzudecken, sollte nicht unterlassen werden, aus Detailprofilen und Gefügeuntersuchungen die Fliessrichtung und Herkunft der Lavaergüsse und Lagergänge festzustellen. Das Fehlen von Ergussgesteinen als Hauptgemengteile der Gipfelbreccien und -conglomerate lässt ferner darauf schliessen, dass auf den der Erosion ausgesetzten Horsten, dem Aar- und Gotthardmassiv, keine mengenmässig wichtigen Durchbrüche von Ergussgesteinen stattgefunden hatten.

In gewissen Teilen der Verrucanograbensenkung konnte sich zeitweise sogar eine Flora entwickeln, die zu den Anthrazitflözen, den Pflanzenresten und den «Karbonhorizonten» oder «Karbonschmitzen» WYSSLINGS führte. Das Klima war dasjenige der Trockenzone. «Im *Perm* befindet sich der ganze Gebirgsausschnitt vom Helvetikum bis in die Dinariden schon im Bereiche der nördlichen Trockenzone» (CADISCH, 1953, p. 126; vgl. auch die Arbeit von FREYBERG, 1935, über die Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland, und den Band «Zech-

stein» des Handbuches der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands von FULDA, 1935). Nur so lassen sich die unregelmässigen und wechselvollen Geröllschüttungen erklären und die oft recht mangelhafte Rundung der Gerölle und nur so der hohe Oxydationsgrad der Verwitterungsprodukte. Auch bilden sich in der Regel nur in tropischen Klimaten Kohlenflöze und zudem sind Calamiten tropische Pflanzen.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, G. C. (1947): *Die Eruptivgesteine im Verrucano des Kärpfstockgebietes*. Diplomarbeit a. d. ETH Zürich (dasselbst deponiert). 100 S.
- (1948): *Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Freiberges*. Verh. Schweiz. naturf. Ges. St. Gallen, S. 136–137.
 - (1950): *Kupfererze in den spilitischen Laven des Glarner Verrucano*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 30, S. 182–191.
 - (1954): *Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. 5. Vulkaninstitut Imm. Friedländer, Zürich, 150 S.
- BURCKARDT, C. E. (1943): *Zur Geologie des Monte Pisano*. Eclogae geol. Helv. 36, 1, S. 59.
- CADISCH, J. & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*, Basel, S. 36, 44, 96, 111, 126.
- CHUBERT, G. & GARDET, G. (1935): *Le Permien des Vosges*. Rev. Geogr. phys. et Géol. dynam. 89.
- DOZY, J. J. (1935a): *Über das Perm der Südalpen*. Leidsche geol. Med. 7, S. 41–62.
- (1935b): *Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda*. Leidsche Geol. Med., S. 133–230 und Diss. Univ. Leiden.
- EUGSTER, H. P. (1951): *Petrographische Untersuchungen im Gebiet des Val Russein (Aarmassiv-Ostende)*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 31, S. 1–131.
- FREYBERG, B. VON (1935): *Zur Paläogeographie des Jungpaläozoikums in Deutschland* Z. deutsch. geol. Ges. 87.
- FULDA, E. (1935): *Zechstein*. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Berlin.
- HELBING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galleroberlandes und der Glarner Alpen*. Beitr. geol. K. Schweiz, Lfg. [NF] 76 II.
- HÜHNE, F. VON (1940): *Das Alter des Verrucano (Monte della Verruca, Monte Pisana) auf Grund zahlreicher Reptilfährten*. Eclogae geol. Helv. 33, 2, S. 184.
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz*. Eclogae geol. Helv. 43, 2, S. 95.
- MILCH, L. (I. Teil 1892, 2. Teil 1896): *Beiträge zur Kenntnis des Verrucano*. Veit & Co., Leipzig.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarner Alpen (mit Atlasband)*. Beitr. geol. K. Schweiz Lfg. [NF] 28.
- (1934): *Der geologische Bau der Glarner Alpen*. Mitt. naturf. Ges. Kt. Glarus. 144 S.
 - (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus 1: 50 000*. Spezialkarte Nr. 117 der Schweiz. Geol. Komm.
- REDINI, R. (1935): *Contribuzione allo studio geologico del Monte Pisano*. Boll. R. Uff. geol. d'Italia 60.
- (1938): *Sulla natura e sul significato cronologico di pseudofossili e fossili del Verrucano tipico del Monte Pisano*. Riv. ital. di Pal., Suppl. all'anno 40.
- ROTHPLETZ, A. (1902): *Das Gebiet der zwei rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin*. In: *Geol. Führer durch die Alpen*. Berlin, S. 203.
- SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. (1945): *Stratigraphie, Petrographie, Paläogeographie der Perm-Formation im schweiz. Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz*. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland 15.
- STAUB, R. (1935): *Der Bau der Glarneralpen*. 187 S.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Diss. ETH, Zürich. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. 79.
- WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödigruppe*. Diss. Zürich. 97 S.
- WINTERHALTER, R. U. (1927): *Die karbonischen Sedimente der Schweizeralpen*. Congrès de strat. carb. Heerlen.
- (1943): *Der Verrucano der Schweizeralpen*. Verh. Schweiz. naturf. Ges., S. 212.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss., Zürich.

