

**Zur Petrographie und Tektonik des schwach-metamorphen
Altpaläozoikums im nordöstlichen Klagenfurter Becken
(Ostalpen)**

20 Abb., 3 Taf., 3 Tab.

Rainer Groschopf

Anschrift:
Dipl. Geologe Rainer Groschopf
D-78 Freiburg, Albertsstr. 5

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	19. Bd.	S. 215—278	Wien, Dezember 1970
-------------------------------	---------	------------	---------------------

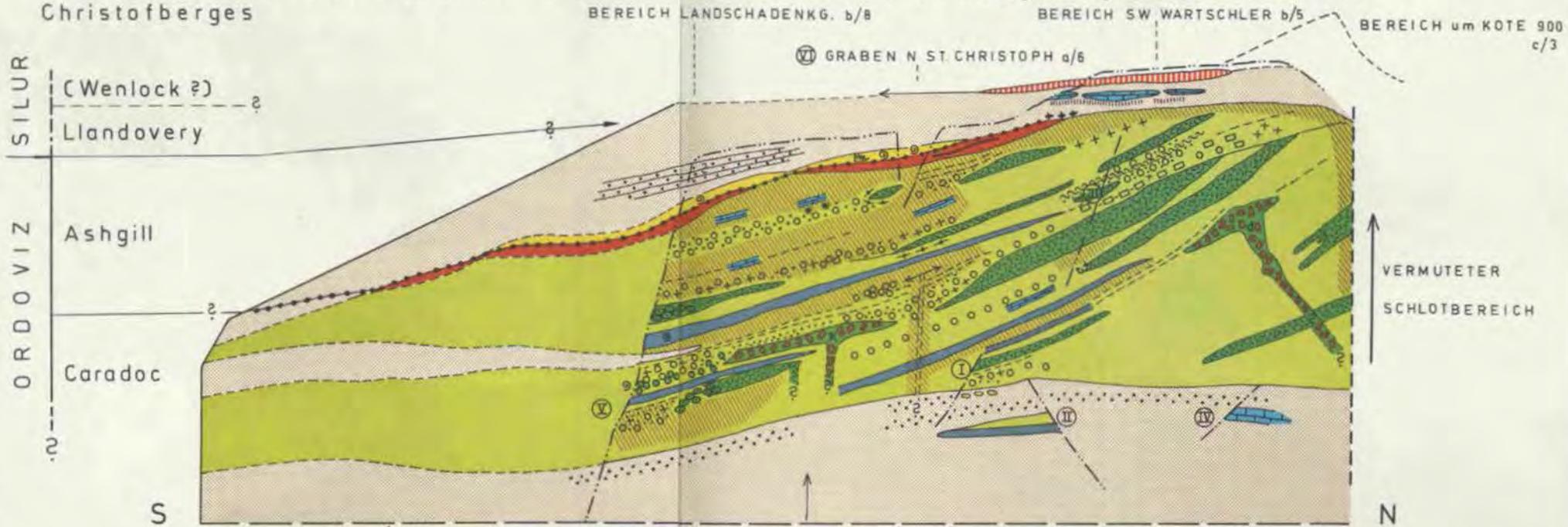
Inhalt

I. Zusammenfassung	217
II. Vorwort	218
III. Erforschungsgeschichte	219
IV. Einführung und Aufgabenstellung	220
V. Gesteinsbeschreibung	223
V. 1 Die Abkömmlinge vulkanogener Gesteine	223
V. 2 Die Sand-Ton-Abkömmlinge	241
V. 3 Quartäre Bildungen	248
VI. Zur Metamorphose	249
VII. Zur lithofaziellen Stellung der bearbeiteten Gesteinsfolge	253
VIII. Mikroskopische Untersuchungen zur primären Lagerung	254
IX. Tektonik	255
IX. 1 Großfaltenbau	255
IX. 2 Die Verformung im Aufschlußbereich	256
IX. 3 Analyse des s-Flächen und B-Achsen-Gefüges	257
IX. 3. 1 Das Verhältnis von Schieferung und Schichtung	257
IX. 3. 2 Das s-Flächen-Gefüge	258
IX. 3. 3 Das B-Achsen-Gefüge	259
IX. 3. 4 Die Klüftung	260
IX. 4 Die Störungstektonik	260
IX. 4. 1 Zur Frage von Verschuppungen und Schichtwiederholungen	261
IX. 4. 1. 1 Frankenberg-Einheit und Frankenberg-Störung	261
IX. 4. 1. 2 Töllerberg-Drau-Einheit und Töllerberg-Überschiebung	262
X. Zur Seriengliederung	264
X. 1 Die tektonische Stellung der Unteren zur Oberen Magdalensberg-Serie	265
XI. Zur Altersstellung	267
XI. 1 Bisherige Datierungen im Kärntner Paläozoikum	267
XI. 2 Neue Fossilfunde	268
XI. 3 Vergleich mit sicher datiertem Paläozoikum	269
XII. Literaturverzeichnis	270

SCHEMATISCHES IDEALPROFIL (zur Karte TAF. 10)

Abb.: 1

Rekonstruktionsversuch zum primären Aufbau der praevariscischen Ablagerungen im Bereich des Christofberges



Der Bereich, der S des Landschadenkogels ausstreicht ist abgetragen.

Diese Linien — geben jeweils Geländeschnitte an, die dem Schema zugrunde liegen. Die entsprechenden Aufschlüsse sind mit Nummern gekennzeichnet und auf der Karte, Taf. 10, zu finden.

→ → → vermuteter Verlauf d. Zeitgrenzen im Ablagerungsbereich

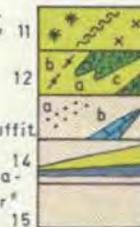


1 QUARZPORPHYROID TUFFIT
2 HANGENDE TONSCHIEFER i. A.
3 a) Kalkeinschaltung (SW Wartschler)
 b) Lyditlagen, c) Tuffeinstreuung
4 TONSCHIEFER m. gut gebankten
 QUARZITBANKEN (Flysch-Fazies)
 Fossilführende TUFFITLAGE, braun
 verw. a) Conodonten, b) Makrofoss.



6 rotviolette HANGENDTUFFE mit Rot-
 eisenanreicherungen, Typ "LAHN-DILL"
7 PYROKLASTIKA i. A.
8 viol. TUFFE = ~ 5. a) Fe-Dolomite
9 braunverw. Tuffe u. Laven, c) viol. Tuffit
10 a) Breccientuffe, b) Gerölltuffe, (z.T.
 Strandgerölle), c) Albititgerölle, "Kera-
 a) Lapillituffe u. Sandtuffe -taphyr"
 b) Staubtuffe

- I Graben W St. Filippen c/7
- II Straße NW St. Filippen c/7
- III Straße E Hansl (Krähwald) c/5
- IV Aufschluß W der Chlorfabrik (Brückl) e/4
- V Landschadenkogel S-Abfälle a/b/8
- VI Graben W-St. Christoph δ a/6



11 Bombentuffe, Schweißtuffe, Schlackentuffe
12 ERSTARRUNGSKÖRPER massig, Lava, Gänge u. Sills
 a) Pillowlava, b) schaumige Mandelsteinlava, c) helle-
 a) quarzit. Lagen Liegende-phyll. -Keratophyr Typen
 b) Kalkeinschaltg. Tonschiefer "Lahporphyr"
13 Tuffe, viol. Tuffite, Fe-Dolomite d) Intrusivkörper
14 W-St. Filippen
15 LIEGENDE TONSCHIEFER - phyll. Tonschiefer i. a.



Abb. 3

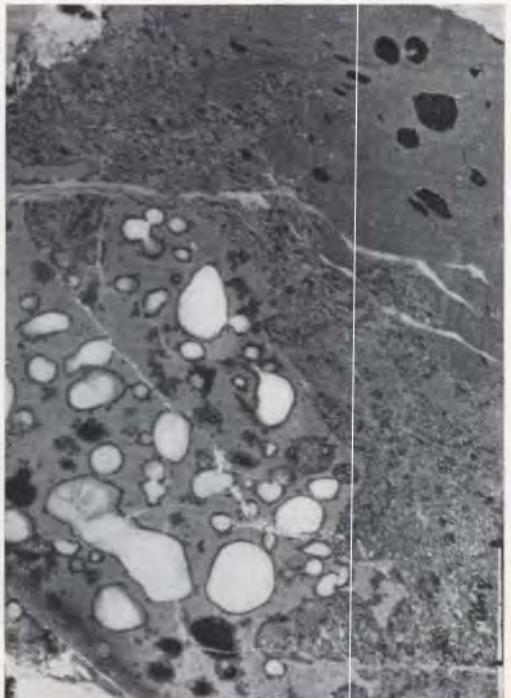


Abb. 7



Abb. 2



Abb. 6



Abb. 4



Abb. 5

I. ZUSAMMENFASSUNG

Im Oberostalpin zwischen dem Kristallinkomplex der Saualpe im Norden und den Aufbrüchen von nicht metamorphem Paläozoikum in den Karawanken im Süden wurde ein aus dem Fluvioglazial aufragender Bergzug untersucht und im Maßstab 1 : 10 000 geologisch aufgenommen. Die eintönige schwach metamorphe Gesteinsfolge konnte erstmals gegliedert werden.

Die Vergesellschaftung sehr mächtiger, feinschichtiger Sand-Ton-Abkömmlinge mit vergleichsweise geringmächtigen spilitischen und wenigen hellen vulkanogenen Gesteinen weist die Schichtfolge in einen randfernen Bereich der altvariscischen Geosynklinale; zeitlich ist die Abfolge vor dem Flyschstadium einzuordnen.

Die variscische Metamorphose vom Barrow-Typ (nach H. G. F. WINKLER, 1967) erreichte sicher die Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies (B 1. 1) und die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1. 2). In den höchsten Anteilen der Schichtfolge sind Hinweise auf die Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies vorhanden. Vereinzelt in den Metatuffen der B. 1. 1-Subfazies auftretende Reste von grünem Biotit werden als Relikte einer vorausgegangenen Überprägung durch eine temperaturbetontere Fazies angesehen.

Durch größere Störungen ist das Gebiet in drei tektonische Einheiten gegliedert, deren Deutung als Schuppen im Sinne J. NEUGEBAUERS (1968) diskutiert wird. Es finden sich Anzeichen dafür, daß die invers gelagerte Töllerberg-Drau-Einheit spät- bis nachmetamorph nach Norden auf die Frankenberg-Einheit überschoben ist.

Eine ausführliche richtungsstatistische Analyse der kleintektonischen Gefüge-Daten (s-Flächen und B-Achsen) wird vorgenommen. Es ergibt sich ein eindeutiger Zusammenhang und eine weitgehende Übereinstimmung mit den Richtungen der B-achsialen Gefügeprägung des Saualpen-Kristallins und weiten Teilen des Ostkärntner Grundgebirges.

Die Frage der Parallelisierung der behandelten Gesteinsfolge sowohl mit der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe, als auch dem „anchimeta-morphen“ Paläozoikum des Klagenfurter Beckens und dem nicht metamorphen Paläozoikum der Karawanken wird diskutiert.

Das Alter der Gesteinsserie läßt sich durch Vergleiche und den Fund einer „Hystriosphæeridee“ (*Verhachium trispinosum*) auf den Zeitraum zwischen Ordovizium und Devon, wahrscheinlich Ordovizium festlegen.

Summary

In the NE Klagenfurter Basin a low-grade metamorphic predominantly sandy clayey sequence was investigated. The facies of the rocks of sedimentary and volcanic origin indicate that the series was deposited in a non-peripheral part of the early Variscian geosyncline, and preceded the flysch sedimentation. The Variscian metamorphism of the Barrow-type does not exceed the quartz-albite-epidote-biotite-subfacies (B 1.2). Most of the rocks belong to the quartz-albite-muscovite-chlorite-subfacies

(B 1.1) and indications of the pumpellyite-prehnite-quartz-facies were found in the higher parts of the sequence. An imbricate structure of late to postmetamorphic age which is strengthened by younger faults is assumed. Parts of the imbricate structure appear to be overturned. The statistical analysis of the structural data shows great similarity to the E-Carinthian basement. The parallelization of the sequence with the phyllite group of the Saualpe adjacent in the north, and with the Paleozoic of the Karawanken mountains in the south is discussed. Based on regional comparisons and the occurrence of *Veryhachium trispinosum* („*Hystrichosphaeridea*“) it is possible to range the age of the sequence within the Ordovician to Devonian.

Résumé

Au nord du bassin de Klagenfurt a été examinée une séquence principalement sableuse-argileuse et légèrement métamorphique. Le faciès des roches d'origine sédimentaire et volcanique indique que la série avait été déposée dans une partie non-périphérique de la géosyncline hercynienne ancienne et a précédé la sédimentation du flysch. Le métamorphisme hercynien du type Barrow est parvenu jusqu'au subfaciès de quartz-albite-epidote-biotite (B 1. 2.). La majorité de roches appartient au subfaciès de quartz-albite-muscovite-chlorite (B 1.2.), et des indications de faciès de pumpellyite prehnite-quartz ont été trouvées dans les parties plus hautes de la séquence.

Une structure imbriquée provenant du temps métamorphique tardif, ou bien post-métamorphique, renforcée par des failles plus récentes, est présumée. La structure imbriquée paraît en parties renversée. L'analyse statistique des données structurelles montre une ressemblance avec le socle de la Carinthie de l'est.

La corrélation de la séquence avec le groupe phyllite de la Saualpe adjacent au nord et avec le paléozoïque des Karawanken au sud est discutée. Par comparaison régionale, et à cause de la présence de *Veryhachium trispinosum* („*Hystrichosphaeridea*“), il est possible de ranger l'âge de la séquence entre l'Ordovicien et le Dévonien.

II. VORWORT

Zwischen dem Kristallinkomplex der Saualpe im Norden und den nicht metamorphen paläozoischen Aufbrüchen der Karawanken im Süden liegen die schwach metamorphen Gesteine des Klagenfurter Beckens. Sie bilden eine Vielzahl von Hügeln und Bergzügen in der fluvioglazialen Schotterfüllung.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einigen dieser Grundgebirgsauftragungen. Sie entstand im Rahmen einer Arbeitsgemeinschaft der Geologischen Institute Clausthal, Tübingen und Wien und der Lagerstättenuntersuchung der Österreichischen Alpen Montangesellschaft (Knappen-

berg), deren Ziel es ist, die Paläogeographie und Baugeschichte des variscischen Orogens in den Süd-Ostalpen zu klären. Auch für die Baugeschichte des alpidischen Orogens kommt dem Klagenfurter Becken eine erhebliche Bedeutung zu.

In erster Linie sollte durch eine genaue Kartierung und petrographische Bearbeitung ein Beitrag zur Auflösung der oft schwierigen tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse geleistet werden.

Die schwach metamorphen Phyllitgebiete des nord-östlichen Klagenfurter Beckens sind bis jetzt nur von geologischen Übersichtsaufnahmen erfaßt worden (F. KAHLER, 1953, 1962; P. BECK-MANNAGETTA, 1954, 1957, 1963). Als flächenmäßig recht ausgedehnter und zusammenhängender Komplex bot sich der Bischof-, Franken- und Töllerberg-Zug einschließlich seiner nach Süden bis an die Drau reichenden Ausläufer zur Kartierung und tektonischen Analyse an.

Mein herzlicher Dank gilt allen jenen, die mich durch Anregungen, Kritik und Diskussionen im Gelände und im Institut bei dieser Arbeit unterstützt haben. Insbesondere danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, der mich mit dieser interessanten Aufgabe betraut und bei ihrer Bearbeitung gefördert hat. Ebenso danke ich den Herren Prof. Dr. H. MEIXNER, Dr. W. FRITSCH, Knappenberg, Doz. Dr. W. LODEMANN, Tübingen und vor allem auch meinen Kärntner Arbeitskollegen für die immer freundschaftliche und gute Zusammenarbeit. Mein Dank gilt auch jenen, die durch technische Hilfe das Ihre zum Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben, insbesondere Herrn KNOPF, der die zahlreichen Dünnschliffe hergestellt hat und Herrn WETZEL, dem ich die Photographien der Dünnschliffe und Handstücke verdanke.

Bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft bedanke ich mich für die finanzielle Unterstützung während der Geländearbeit. Ganz besonders danken möchte ich auch der Familie DREIER in Winklern, die mich in sehr gastlicher Weise während der Geländearbeit aufgenommen hat.

III. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE

In den Jahren um 1855 wurde Ostkärnten im Rahmen der Landesaufnahme der k. und k. geologischen Reichsanstalt erstmals zusammenhängend aufgenommen. V. LIPOLD (1855, S. 194) erwähnt „halbkristalline Schiefer oder Thonglimmerschiefer vom Frankenberg . . . , die von grauen, violetten . . . Thon- und Quarzschiefern“ überlagert werden. Er bezeichnet diese Gesteine als „Übergangs- und Grauwackenschiefer“ und zählt sie zu den „unteren Gailthaler Schichten“, er stellt auch fest, daß diese in der Regel von Diabasen und Schalsteinschiefern begleitet werden (1856, S. 374). Die Altersstellung läßt er jedoch offen (1856 S. 340).

Das Gebiet wird erst wieder von H. HÖFER (1894) und K. A. REDLICH (1905) gestreift. HÖFER bringt die verschiedenen Diabasvorkommen in Kärnten miteinander in Zusammenhang (Gebiet von St. Paul/Lavanttal, Bleiburg, Eisenkappel, Magdalensberg, Eisenhut) und stellt sie ins Karbon.

Die Lösung der Altersfragen wird mangels anderer Anhaltspunkte durch fazielle Vergleiche mit fossilbelegten Gebieten versucht, insbesondere durch Vergleiche mit den Karnischen Alpen und mit dem Paläozoikum von Graz.

E. HABERFELLNER (1936) kann bei der Aufnahme von Profilen im Paläozoikum des nördlich gelegenen Krappfeldes anhand der Stromatopore *Actinostroma clathrata* Unterdevon nachweisen und stellt das Liegende im Vergleich mit der damals herrschenden Auffassung über die Stellung des Paläozoikums im Grazer Gebiet und den Karnischen Alpen ins Ordovizium.

H. SEELMEIER (1938, 1940) stuft das Paläozoikum des benachbarten Christofberges mit Hilfe einer Brachiopodenfauna, die K. MURBAN (1938) bestimmte, ebenfalls ins Ordovizium, genauer ins Caradoc ein.

H. FLÜGEL (1958 S. 73 u. 1963 S. 413) sieht die MURBANSche Bestimmung wegen zu schlechter Erhaltung der Fauna als unsicher an. Er kommt auf Grund von Vergleichen mit dem Grazer Paläozoikum zu der Ansicht, daß „vermutlich der größere Anteil“ der Magdalensberg-Serie (F. KAHLER, 1953) „dem Silur und Devon“ angehört. Er stützt sich 1963 auf die inzwischen gelungene Alterseinstufung von Kalklinsen im Paläozoikum von Klein St. Paul (Llandovery/Wenlock bis Oberdevon E. STREHL, 1962).

Auf die jüngere Erforschungsgeschichte wird im Folgenden immer wieder Bezug genommen. Die wesentlichen Marksteine sind:

1953 faßt F. KAHLER das anchimetamorphe Paläozoikum des Klagenfurter Beckens bestehend aus Diabasen und Tonschiefern mit den liegenden Phylliten, Metadiabasen und Grünschiefern als Magdalensberg-Serie zusammen.

1954 erscheint die Übersichtskarte des Bezirks Völkermarkt von P. BECK-MANNAGETTA, die erste neuere Kartendarstellung, die das bearbeitete Gebiet mit umfaßt; aus den dazu verfaßten Aufnahmeberichten (P. BECK-MANNAGETTA, 1954 a) lassen sich wertvolle Einzelheiten erfahren.

1959 legt H. BOBEK eine Bearbeitung des diluvialen Formenschatzes im östlichen Klagenfurter Becken vor und kann die Terrassen und Moränen verschiedenen Eisrückzugsstadien und kleineren Eisvorstößen zuordnen.

1962 trennt F. KAHLER in seiner „Geologischen Karte der Umgebung von Klagenfurt“ eine schwach metamorphe Magdalensberg-Serie, die die bearbeitete Schichtfolge umfaßt, von der Magdalensberg-Serie i. e. S. am benachbarten Christofberg und Magdalensberg ab.

Seit 1957 bearbeitete die eingangs erwähnte Arbeitsgemeinschaft das nördlich anschließende Kristallinmassiv der Saualpe und seine Umgebung. Ihr sind wesentliche Erkenntnisse über die Metamorphose, Tektonik, Schichtfolge und Altersstellung zu verdanken.

IV. EINFÜHRUNG UND AUFGABENSTELLUNG

Nachdem in den letzten Jahren eine gründliche und breit angelegte Aufnahme des Saualpen-Kristallins erfolgt ist, soll sich diese Arbeit mit dem Übergang zum fast unmetamorphen Altpaläozoikum beschäftigen. Dieser Bereich einer sehr schwachen Metamorphose ist in den Grundgebirgsauftragungen des Klagenfurter Beckens im Süden der Saualpe erschlossen (s. Abb. 1).

1966 konnte F. THIEDIG deren Zusammenhang mit dem Saualpen-Kristallin sichern, indem er zeigte, daß die früher zum Teil als mesozoisch angesehene Haimburg-Trixener-Marmor-Kette am südlichen Rahmen des Saualpen-Kristallins konkordant in der metamorphen Abfolge liegt. Inzwischen konnte J. NEUGEBAUER (1968) ein silurisch-devonisches Alter und eine mehrfache Verschuppung dieser Marmore mit der ebenfalls als Silur-Devon angesehenen Phyllitgruppe (G. KLEINSCHMIDT, 1966, 1968) in der südlichen Saualpe nachweisen.

Die Deformation und Metamorphose (Barrow-Typ nach H. G. F. WINKLER, 1967) ist nach Ansicht der neueren Bearbeiter alt- bis mittelvariscisch (E. CLAR, W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER, R. SCHÖNENBERG, 1963; R. SCHÖNENBERG, 1967). Als höchstes Altpaläozoikum ist Oberdevon II_B festgestellt worden (E. CLAR et al., 1963) und darüber liegt als tiefstes Deckgebirge transgressives Oberkarbon (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965; Westfal C/D bis Stephan).

Als Grundlage der Arbeit wurde eine Kartierung im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt (Anlage 1). Das Aufnahmegebiet (s. Abb. 1) grenzt im Norden an die Bearbeitung des südlichen Rahmens des Saualpen-Kristallins von F. THIEDIG (1966) und im Westen an diejenige des Christofberg-Gebietes mit dem fast unmetamorphen Paläozoikum und dem jungpaläozoisch-mesozoischen Deckgebirge durch G. RIEHL-HERWIRSCH¹⁾ (1965, 1966). Nach Osten setzt sich die recht eintönige Schichtfolge jenseits des Trixentales fort. Im Süden reicht das Arbeitsgebiet bis zur Drau; die südlich der Drau liegenden Grundgebirgsvorkommen wurden übersichtsmäßig begangen, sind aber zu eng begrenzt und lassen vorerst noch keine Aussagen zu.

Die Verbindung zu den nicht metamorphen altpaläozoischen Aufbrüchen der Karawanken liegt unter dem Mesozoikum der Karawanken, dem Tertiär (Sattnitz-Konglomerat) und den fluvioglazialen Schottern des Klagenfurter Beckens verborgen.

Das oberostalpine Grundgebirge stößt gerade hier ziemlich weit nach Süden in Richtung auf die Karawanken und deren paläozoische Aufbrüche vor. Es war mit eine Aufgabe der vorliegenden Arbeit, diesen südlichen Grundgebirgssporn, der auf einer direkten Verbindung zwischen Saualpen-Kristallin und dem Paläozoikum der Karawanken liegt, genauer aufzunehmen. Auf diese Weise soll ein Beitrag geleistet werden zur Frage der Parallelisierung der schwach metamorphen Gesteine des Klagenfurter Beckens sowohl mit der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe als auch mit dem „anchimetamorphen“ Altpaläozoikum des Klagenfurter Beckens und dem nichtmetamorphen Paläozoikum der Karawanken (R. SCHÖNENBERG, 1967).

Die Bearbeitung des Gebietes erschien auch deshalb interessant, weil hier ein Übergangsglied der metamorphen Abfolge in anscheinend relativ wenig gestörtem Verband und in flächenmäßig größerer Erstreckung vorhanden ist, das sowohl in der engeren Umgebung, als auch in vielen anderen Randbereichen von Kristallingebieten etwas vernachlässigt worden ist.

Nicht zuletzt war ein Anreiz auch die lithofazielle Stellung, die offenbar sowohl von derjenigen des datierten Paläozoikums als auch von derjenigen der liegenden Phyllitgruppe abweicht. Die Gesteinsgemeinschaft besteht mit Ausnahme der flächenmäßig wenig ins Gewicht fallenden vulkanogenen Gesteine aus sehr eintönigen und stofflich wenig differenzierten Sand-Ton-Abkömmlingen. Diese primäre stoffliche Ähnlichkeit soll in der Karte durch die gleiche Farbgebung zum Ausdruck gebracht werden. Um unter diesen Voraussetzungen überhaupt eine Gliederung erreichen zu können, mußten gleichzeitig verschiedene Kartierprinzipien zur Anwendung kommen:

1. Die Auskartierung rein stofflicher Unterschiede des Edukts. Dies konnte vor allem bei der Abgrenzung der Klastika gegen die vulkanogenen

¹⁾ Herrn Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Wien, danke ich für die freundliche Führung auf Vergleichsexkursionen und für den Einblick in seine noch unveröffentlichte Dissertation.

- Gesteine und bei der weiteren Differenzierung der Metavulkanite angewendet werden.
2. Die Auskartierung von Unterschieden in der Metamorphose und Durchbewegung (die Abgrenzung der phyllitischen Tonschiefer bis tonschieferigen Phyllite gegen die dunklen Phyllite und gegen die Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite).
 3. Die Auskartierung einer sekundären Überprägung (z. B. die Abgrenzung der dolomitisierten Metatuffe bis -tuffite).

Ich bin mir der Problematik dieses Vorgehens durchaus bewußt und weise deshalb ausdrücklich auf die Ungleichwertigkeit der Kartiereinheiten hin.

Die strukturell wichtigsten Glieder der Schichtfolge bilden die Metabasite, da sie als relativ scharf begrenzte Horizonte gut kartiert werden können; an ihrem Verlauf und an den von ihnen gebildeten Strukturen mußten die Ergebnisse in den Sand-Ton-Abkömmlingen immer wieder geprüft werden. Dies auch deshalb, weil nicht immer sicher zu entscheiden ist, ob die im Aufschluß zu beobachtenden s-Flächen Schichtflächen oder die gerade im Übergangsbereich zwischen „Anchi- und Epizone“ verbreiteten Transversalschieferungsflächen sind (E. CLAR et al., 1963). Außerdem kann bei der intensiven Spezialfaltung von den ss-Flächen im Aufschluß nicht unbedingt auf deren Verlauf im Großen, das heißt auf den Verlauf der stofflichen Grenzen bzw. den Faltenpiegel geschlossen werden.

Die Aufgliederung des Gebietes in verschiedene tektonische „Einheiten“ (Bischofberg-, Frankenberg- und Töllerberg-Drau-Einheit, Abb. 1), von denen vermutet wird, daß es sich um übergeordnete Schuppen handelt, hält sich an größere Störungen; sie wird unten (s. S. 262) näher erläutert.

Auf Abb. 2 ist in schematischen Normalprofilen die generalisierte Schichtfolge der verschiedenen tektonischen Einheiten gezeigt.

Die Kartierung nach rein makroskopischen Kennzeichen wurde durch umfangreiche Dünnschliffuntersuchungen gestützt und kontrolliert.

Die Benennung der Kartiereinheiten wurde vor allem bei den Metaklastika nach makroskopisch erkennbaren Kriterien vorgenommen. Als Zusatzkennzeichnung sind in den Gesteinsbeschreibungen die petrographisch exakten, jedoch nur mit Hilfe des Mikroskops festzustellenden Bezeichnungen nach dem Nomenklaturvorschlag des SYMPOSITIONs (1962) angegeben.

Die Problematik dieser Benennungen soll ein Beispiel erläutern: Bei den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten reicht der Streubereich von einem Albit-Chlorit-Serizit-Phyllit bis zu einem Quarzphyllit, und für den Gesteinsdurchschnitt bei 10 Proben müßte die „Benennung“ Albit-Chlorit-Quarz-Phyllit lauten. Eine Abgrenzung der fließend ineinander übergehenden Varietäten ist unmöglich, deshalb wurden für die Bezeichnung einer Kartiereinheit die für deren Ausscheidung wesentlichen makroskopisch erkennbaren Kriterien herangezogen.

Die Feinkörnigkeit der Gesteine und die teilweise kaum aufzulösenden Neubildungen sowohl in den Sand-Ton-Abkömmlingen als auch in den vulkanogenen Gesteinen bereiteten einer fast ausschließlich auf das

Polarisationsmikroskop angewiesenen petrographischen Bearbeitung erhebliche Schwierigkeiten.

In der vorliegenden Arbeit wird eine Bestandsaufnahme dieses schwach metamorphen Bereichs mit Kartierung, petrographischer Beschreibung und tektonischer Analyse durchgeführt.

Zur Morphologie

Der Bischofberg-Frankenberg-Töllerberg-Zug liegt isoliert in den fluvioglazialen Schottern des Klagenfurter Beckens. Mit Höhenunterschieden bis über 400 m zeigt das eiszeitlich überformte Gebiet eine weiche Mittelgebirgsmorphologie. Die wenigen Tälchen in diesem Bergzug und auch die Umgrenzungen sind zum großen Teil durch junge Störungen bedingt.

Die Aufschlußverhältnisse sind nicht zuletzt wegen der sehr weit verbreiteten würmzeitlichen Grundmoränen-Überdeckung ziemlich ungünstig. Nur in Gebieten junger Übersteilung sind zahlreiche und größere Aufschlüsse vorhanden.

V. GESTEINSBESCHREIBUNG

V. 1 Abkömmlinge vulkanogener Gesteine

V. 1. 1 Metadiabase

Unter Metadiabasen versteht man in den Ostalpen „solche unter Durchbewegung ungeprägten Diabaslavenabkömmlinge, welche durch Struktur oder Mineralrelikte oder beides die Abkunft noch erkennen lassen“ (F. ANGEL, 1932). Gesteine, die dieser Definition entsprechen, bilden die strukturell wichtigsten Elemente im bearbeiteten Gebiet.

Der Metadiabaszug, der vom Kleinen Frankenberg durch den Saugraben auf den südlichen Bischofberg verläuft, beherrscht das Kartenbild. Seine direkte Fortsetzung findet er im Westen bei St. Michael und im Osten bei St. Margarethen. Auch die Vorkommen westlich und nord-westlich Winklern dürften ungefähr demselben Horizont zugehören.

Der Metadiabas westlich Kopeinik liegt ziemlich tief in der Abfolge. Graphitische Phyllite (s. Abb. 2) stehen in ungestörter Abfolge nicht weit entfernt davon bei Schloß Töllerberg an. Tuffe stehen mit diesem Vorkommen nicht in Verbindung; man kann es wohl als einen verhältnismäßig tief eingedrungenen Sill ansehen. Ebenso dürften die Metadiabase südlich des Hauptzuges kleinere Lagergänge sein.

Im Gelände erscheinen die Metadiabase oft als Härtinge. Kräftige Schuttbildung erleichtert es, die Aufschlüsse aufzufinden und die Metadiabase auch unter starker pleistozäner Bedeckung zu verfolgen, wie es z. B. am südlichen Bischofberg in den einzelnen Diabaszügen gelang.

Makroskopisch handelt es sich je nach Feldspatgehalt und Anteil an dunklen Gemengteilen um hell-graugrüne bis dunkel-blaugrüne, massige und scharfkantig verwitternde Gesteine. Braune Verwitterungsfarben sind

besonders bei den karbonatreichen Varietäten häufig. Eine leichte Schieferung äußert sich in feinkörnigeren Zonen und kann als Schieferungsklüftung angesprochen werden. Die Metadiabase erscheinen zum Teil feinkörnig, zum Teil lassen sich einzelne größere Feldspatleisten, dunkle chloritisierte Flecken und Pyroxeneinsprenglinge erkennen. Von den normalen Metadiabasen weichen sekundär karbonatisierte Ausbildungen stark ab, ihr hellgrau-grüner Kern ist von einer dicken braunen Verwitterungsschicht umgeben.

Sichere Pillowbildungen, wie sie auch im Kärntner Paläozoikum schon mehrfach beobachtet worden sind (am benachbarten Magdalensberg-Christofberg-Zug, G. RIEHL-HERWIRSCH, 1966; im Ebriacher Grünschiefer-Zug u. andernorts), fehlen nach den bisherigen Beobachtungen im bearbeiteten Bereich, obwohl Pillowstrukturen bis in deutlich stärker metamorphe Bereiche erhalten bleiben (V. DIETRICH, 1967; KLEIN-SCHMIDT & WURM, 1966).

Da Pillowstrukturen nicht beobachtet werden konnten, ist zu vermuten, daß die Diabase als flache Lagergänge in ihre schon abgelagerten Tuffe eingedrungen oder als tiefere Sills in ältere Gesteine intrudiert sind.

Für eine oberflächennahe Platznahme unter geringem Überlagerungsdruck spricht das gelegentliche Auftreten von Mandelsteinen (Aufschluß A-c 76, D-d 47)¹⁾. Diese sind, trotz der allgemein recht kräftigen Durchbewegung, zum Teil noch mit bloßem Auge erkennbar, erhalten.

D-d 47: Das dunkel-blaugrüne Gestein ist massig dicht, die Mandeln treten als dunkelgrüne Flatschen aus der völlig homogenen Grundmasse heraus. Diese wird aufgebaut aus einer primär wahrscheinlich glasigen Basis (55%), die jetzt als feinkristallines Gemenge aus Plagioklas, klarem und erdigem Leukoxen-durchstäubtem Karbonat, feinen Epidot körnchen und Chlorit vorliegt; darin sind unregelmäßig die Chlorit-gefüllten Mandeln verteilt.

Die Chloritmandeln sind in s geplättet; auf Scherzonen werden sie von wenig Karbonat und Leukoxen durchzogen. Die Plättung der Mandeln beträgt etwa 3 : 1 bis maximal 10 : 1 senkrecht s geschnitten.

Im abgeschreckten Rand des Metadiabas-Hauptzuges am südlichen Bischofberg (C-d 46) wurden kleine kugelförmige Bildungen gefunden, die wahrscheinlich als Variolen zu deuten sind (Abb. 3).

In einem feinkörnigen Gewebe aus Chalzedon, Serizit und Brauneisen (entglaste Grundmasse) schwimmen, sich zum Teil berührend und durchdringend \pm kreisrunde Gebilde (\varnothing 0,5—2 mm), deren Aufbau mit dem Mikroskop nicht völlig auflösbar ist. Sie bestehen aus einer feinkörnigen radial struierten Masse von eisenreichem Karbonat; im Zentrum befindet sich häufig ein kleines Kornpflaster aus neugebildetem Quarz. Leider waren keine vollkommen frischen Stücke zu bekommen, da der Metadiabas an dieser Stelle weitgehend zersetzt und mit sekundärem Karbonat durchtränkt ist.

¹⁾ Die Aufschluß-, Proben- und Schiffsnummern stimmen überein und setzen sich zusammen aus „Planquadrat-Koordinaten“ und fortlaufender Nummer im Planquadrat.

Großbuchstabe = senkrechter Streifen, Kleinbuchstabe = waagrechter Streifen; die in der Arbeit angeführten Schiffe etc. sind in der geologischen Karte (Taf. 7) eingezeichnet. Die Dünnschliffe sind im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen unter der Katalog-Nr. 1379 aufbewahrt.

Die fast noch vollkommen kreisrunde Form, die kaum von einer Schieferung, Scherung oder Pressung beeinflusst ist und das teilweise gegenseitige Durchdringen schließen aus, daß es sich um karbonatgefüllte Mandeln handelt. Sphärische Verwitterungsformen sind eventuell in Betracht zu ziehen. Am ehesten kommen jedoch sphärolithartige Bildungen im abgeschreckten Randbereich eines Diabases in Frage, also Variolen (M. VUAG-NAT, 1946). Diese entstehen nur in Randzonen von Pillows oder in Randbereichen von Sills unter sehr geringer Überlagerung, letzteres ist hier zu vermuten, da direkt im Hangenden geringmächtige Tuffe anstehen.

Unter dem Mikroskop erweisen sich auch die makroskopisch weniger auffälligen Metadiabase als recht variabel, sowohl in der Zusammensetzung als auch im Gefüge (s. Tab. 1).

Recht häufig ist ein heller körniger Metadiabas: Als charakteristisches Beispiel soll eine Probe vom Zentrum des Metadiabaszuges vom Kleinen Frankenberg beschrieben werden (D-d 94, ca. 320 m W H. P. 831).

Unter dem Mikroskop (im Folgenden u. d. M.) erkennt man ein gut ausgebildetes Intersertalgefüge aus lamellar verzwilligten Albiten (65%, L. ca. 0,5 mm), in das wenige größere gedrungene Albite (0,7 mm) eingesprengt sind. Diese sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt oder sie zeigen gar keine Verzwilligung. Die Interstitien sind aus feinblättrigem Chlorit (20%) aufgebaut, in dem lappig ausgebildete Ilmenomagnetikristalle schwimmen; z. T. sind diese in Ilmenit skelette und in körnigen Leukoxen (zusammen ca. 8%) umgewandelt. Ab und zu wird der Chlorit von speichenförmig angeordnetem Stilpnomelan durchspießt (2%), (X = goldgelb, Y \approx Z = braungelb), vor allem in der Nähe der Leukoxenaggregate und der Feldspäte. Karbonat tritt nicht nur an den Rändern und im Innern der Feldspäte auf, sondern ist in kleinen Körnern und Flecken auch in den Interstitien vorhanden¹⁾.

In sämtlichen bearbeiteten Schlifften konnte nur Albit mit einem An-Gehalt kleiner 10% nachgewiesen werden.

Die Lichtbrechung ist etwa gleich bis wenig kleiner als der Brechungsindex des Kanadabalsams. Der optische Charakter ist positiv. Die maximale Auslöschungsschiefe in der Zone senkrecht (010) schwankt zwischen 0 und 17°.

Die Feldspäte sind relativ wenig zersetzt. Die wesentlichen Zersetzungsprodukte sind:

Calcit in Flecken auf Spaltrissen und am Rand der Feldspäte,

Klinozoisit in ungerichteten Spießeln,

Chlorit in feinen Blättchen, und ganz selten

Aktinolith in Nadeln.

Ursprünglich war sicher ein höherer An-Gehalt vorhanden, darauf weisen die Zersetzungsprodukte hin (F. ANGEL, 1930), die mit Ausnahme der Chlorite einen erheblichen Ca-Gehalt haben.

Relikte eines basischen Plagioklases fanden sich nicht. Ob die Albitisierung der Feldspäte — eine solche liegt offensichtlich vor — im Zuge einer vormetamorphen Spilitisierung der Diabase oder erst durch die meta-

¹⁾ Eine Auszählung sehr feinkörniger, intensiv verwachsener Gesteine, wie sie hier zum großen Teil vorliegen, ist auf dem Integrationstisch trotz des großen Arbeitsaufwandes relativ ungenau. Die hier angeführten Prozentanteile wurden mit Hilfe von Vergleichsschaubildern, die M. S. SHVETSOV 1954 angegeben hat (referiert von R. D. TERRY & G. V. CHILINGAR, 1955), geschätzt. Kontrollmessungen mit Hilfe der Pointcountermethode (1000 bis 2000 Punkte) ergaben Abweichungen, die noch innerhalb der Variabilität der Gesteine vom gleichen Aufschluß lagen.

Tab. 1: Variationsbreite der Metadiabase (Gefüge, Mineralzusammensetzung in Vol. %)

Schliffnummer	C-b 57f	D-d 94	F-d 20	A-c 73	C-b 8	F-d 78	D-c 64	C-d 73	D-d 29	F-d 13	D-c 6I	A-c 73III	A-c 73
Gefüge intersertal	×	×		×	×			×				×	
Gefüge ophitisch i.e.S. (Freund, 1955, S. 562)			×										×
Albit	68	65	60	55	45	40	38	33	34	24	22	17	12
Augit										8	40	4	7 (58)
Braune Hornblende										25			3
Hastingsit				9								14	
Grammatit									30	1			
Aktinolith								12		18	10	16	
Chlorit	15	20	12	13	33	8	31	22	8	5	4	13	5
Stilpnomelan		2		12								×	
Epidot			6					14	10	4	6	10	
Ilmenit + Leukoxen	18	8	10	6	15	6	14	24	18	10	16	25	15
Glas, entglast						44							
Karbonat		2	12		7		23	5					58
													(als Pyrox. pseud.)
Albit durchwachsen													
mit Calcit	×	×	×	×	×	×	×	×		×	×	×	×
mit Chlorit		×	×			×							
mit Klinozoisit	×		×	×	×	×			×	×	×		×
mit Aktinolith									×	×		×	

morphe Überprägung in der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies (B 1.1) erfolgt ist, läßt sich nicht eindeutig beantworten. Es wird vermutet, daß sich beide Vorgänge ergänzt haben (s. S. 231).

In vielen Schlifften lassen sich mehrere Feldspatypen unterscheiden. Als Beispiel mag der an entglaster Grundmasse reiche Randbereich eines kleinen Sills dienen (F-d 78 direkt E H. P. 588 W St. Margarethen):

- a) Die Feldspäte der Grundmasse, klein, leistenförmig (L. um 0,2 mm) häufig mit buchtigen Rändern, Verzwilligung meist nach dem Albit-Gesetz.
- b) Ebenfalls polysynthetisch verzwilligte langprismatische Albite (L. um 0,5 mm); häufig in Nestern.
- c) \pm Gedrungene nach dem Karlsbader Gesetz oder nicht verzwilligte Albite (ϕ ca. 0,6 mm).
- d) In den durchbewegten oder geschieferten Bereichen der Metadiabase treten häufig kleine, klare Albitkörner (ϕ 0,01—0,1 mm) auf. Sie werden als Rekristallite der von der Durchbewegung zerlegten größeren Feldspäte angesehen.

Frische Pyroxene sind relativ selten und nur in den inneren Kernzonen der etwas mächtigeren Metadiabasvorkommen vorhanden (D-c 6, F-d 19); es konnten nur Augite nachgewiesen werden. Meist sind sie teilweise in Aktinolith umgewandelt d. h. *uralitisiert* und der Aktinolith geht in Chlorit über. Häufig sind die Pyroxene auch in erdige Karbonatpseudomorphosen übergegangen, die selten noch Pyroxenkerne enthalten (F-d 13).

Außer Aktinolith/Grammatit als Neubildungen und der unten zu besprechenden braunen Hornblende (S. 230) kommt noch eine leicht grünliche Hornblende vor (A-c 78); sie ist häufig von faserigem Aktinolith umwachsen. Nach W. E. TRÖGER (1967) dürfte es sich um Hastingsit handeln.

Es ist auffallend, daß in den Metadiabasen häufig ziemlich eisenarme Chlorite, vor allem Pennine, auftreten¹⁾; es kommen aber auch eisenreichere Varietäten vor, die man am besten als Fe-Rhipidolith (Fe-Prochlorit) bezeichnet (Pleochroismus deutlich blaugrün bis grün, violette bis olivgraue Interferenzfarben, opt. negativ). Außerdem konnten noch Chlorite mit deutlich braunem bis braungrünem Pleochroismus beobachtet werden (normale Interferenzfarben, opt. positiv), die ich mit Vorbehalt in die Delessitreihe stelle (F-e 36).

Bei fast allen Metadiabasen und den zugehörigen Tuffen fällt ein ganz erheblicher Erz-, vor allem Titanerzgehalt auf: idiomorphe Pyrit- und Magnetitkristalle, meist aber zerlappte Ilmenomagnetite, Ilmenitskelette und Leukoxen (Abb. 4), der selten in sicher zu identifizierenden Titanit übergeht.

¹⁾ Die Chlorite wurden nach einem Vorschlag von A. L. ALBEE (1962, referiert in W. E. TRÖGER, 1967) auf Grund der Interferenzfarben und des optischen Charakters nach dem Fe-Gehalt eingeteilt. Meist ließ sich nur der Charakter der Auslöschung in Längsschnitten feststellen, der bekanntlich den optischen Charakter erschließen läßt. Eine grobe Abschätzung des Pleochroismus wurde als Kontrolle vorgenommen und stimmte meist überein. Auf Grund dieser Einteilung wurde die vorläufige Bezeichnung gewählt.

Auffallend ist auch die starke Durchstäubung mit körnigem Leukoxen, die regelmäßig in den Zersetzungsprodukten der mafischen Gemengteile auftritt, außerdem aber auch in der entglasten Grundmasse. Selten kommen schön ausgebildete sonnenförmige Titanitaggregate vor.

Auf einen hohen TiO_2 -Gehalt weist auch F. THIEDIG (1966) in den von ihm aufgenommenen Metavulkaniten und -Tuffen der Wandelitzen-Serie der süd-westlichen Saualpe hin.

Die Abhängigkeit des Gefüges und des Mineralbestandes der Metadiabase von den primären und den metamorphen Kristallisationsbedingungen läßt sich besonders gut an einem etwa 10 m mächtigen Lagergang 600 m nord-nord-westlich von Winklern (D-b 14) zeigen. Zwei gut unterscheidbare Varianten sind zu erkennen.

Der Feldspatanteil ist in beiden Fällen ungefähr gleich (40—45%). Im Schliff vom Rand liegt die Größe der Feldspäte um 0,1 mm, im Zentralbereich um 0,7 mm, in beiden Fällen sind gedrungene frühgebildete Einsprenglinge (0,5 mm) und klare Rekristallisate um 0,05 mm vorhanden.

Bei den dunklen Gemengteilen sind ebenfalls charakteristische Unterschiede vorhanden. Die randnahe Ausbildung führt reliktsche braune Hornblende, überwiegend aber verdrängt durch eine Verwachsung von Aktinolith, Brauneisen und untergeordnet Chlorit (zusammen ca 36%). Die mafischen Gemengteile des Kernbereichs bestehen überwiegend aus Augiteinsprenglingen (30%, ϕ bis über 2,5 mm), Pennin (20%) und Aktinolith (8%), meist orientiert an Augit angewachsen.

Die in Tab. 1 aufgeführten feldspatreichen Metadiabasvarietäten sind meist sehr grobkörnig und zeigen ein ophitisches bis doleritisches Gefüge. Sie liegen häufig außerhalb des Kerns mehr gegen den Rand der Vorkommen zu ¹⁾.

Die Metadiabase und -Tuffe sind zu einem nicht geringen Teil durch eine sekundäre Karbonatzufuhr überprägt. Diese kann das Ausgangsgestein fast völlig unkenntlich machen oder nur einen Teil des Mineralbestandes verdrängen, so daß die ursprüngliche Mineralparagenese und Struktur noch erkannt werden kann. In einer frisch hell-blau-grünen, verwittert hell-ockerbraunen Grundmasse schwimmen dunkel- bis schwarzgrüne Einsprenglinge, vermutlich meist ehemalige Hornblenden, seltener Pyroxene.

U. d. M. (A-c 76) zeigt es sich, daß die Querschnitte durch unreines erdiges Karbonat (Pyroxene) und Chlorit, in dem durch Karbonat eine Hornblendespaltbarkeit angedeutet ist, pseudomorphisiert sind. Die Grundmasse, in der sie als Einsprenglinge schwimmen, besteht aus kleinen, hellen, leistenförmigen Feldspäten, die sehr stark von feinsten Chloritflittern durchwachsen sind, und aus unreinem Karbonat, das von kleinen Leukoxenbändern durchzogen ist und in klare Karbonatflächen übergehen kann. Untergeordnet kommen in der Karbonatgrundmasse feinkristalliner Quarz, Chlorit und kleine Klinozoisitnadelchen vor. Körniger Leukoxen und scharf begrenzte Ilmenitskelette liegen unregelmäßig über den ganzen Schliff verteilt (Chlorit 35%, Karbonat 26%, Feldspat 19%, Ilmenit + Leukoxen 8%, Quarz 4% und Klinozoisit 3%).

¹⁾ Ähnliches beobachtete M. VUAGNAT (1949) an alpidischen Spiliten und an Spiliten der schottischen Kaledoniden.

Diese diffuse Karbonatisierung kann auch feinkörnige Diabase erfassen, die dann sehr schlecht zu erkennen sind, sowohl im Gelände als auch im Schliff (D-d 80).

Die intensive *D u r c h b e w e g u n g* der gesamten bearbeiteten Schichtfolge äußert sich bei den Metadiabasen hauptsächlich an den Rändern und an den weniger mächtigen Vorkommen in einer deutlichen Schieferung und Katakklase. Die Feldspäte werden zum Teil in die schon erwähnten klaren Albitkristallisate aufgelöst, die noch zusammenhängend eine mörtelige Struktur zeigen oder völlig isoliert in der ebenfalls kataklastischen dunklen Grundmasse schwimmen. Die unzerlegten Feldspäte können eine sehr deutliche Regelung erfahren, so daß es unter Umständen im Gelände wie im Schliff schwer zu entscheiden ist, ob ein geschieferter Diabas oder ein Tuff vorliegt, besonders wenn auf den Schieferungsflächen Karbonat eingewandert ist (D-d 12, D-c 62).

Die im Folgenden mitgeteilte chemische Analyse verdanke ich Herrn Doz. Dr. LODEMANN. Auf Grund der Dünnschliffe ist ein möglichst wenig veränderter und, dem Mineralbestand nach, durchschnittlicher Metadiabas analysiert worden. Zwar lassen sich aus dieser einen Analyse keine weitreichenden Schlüsse ziehen, aber es können einige aus den Dünnschliff-petrographischen Befunden gezogene Vermutungen erhärtet werden.

Metadiabas A-c 78 400 m NE St. Michael	Durchschnitt von 19 Spilit- analysen nach SUNDIUS in F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960)	
SiO ₂	48,18	51,22
TiO ₂	3,67	3,32
Al ₂ O ₃	13,99	13,66
Fe ₂ O ₃	3,47	2,84
FeO	8,71	9,20
MnO	0,19	0,25
MgO	6,34	4,55
CaO	5,15	6,89
Na ₂ O	5,90	4,93
K ₂ O	0,27	0,75
Glühver.	4,40	1,88
P ₂ O ₅	0,50	0,29
Summe:	100,77	99,78

Es besteht eine gute Übereinstimmung mit anderen Analysen von spilitischen Gesteinen. Insbesondere das CaO/Na₂O-Verhältnis, das nach F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960, S. 267) für die Definition der Spilite und ihre Abgrenzung von basaltischen und tholeytischen Gesteinen wesentlich ist, weist auf eine deutliche Na-Vormacht hin und liegt mit 0,87 in dem angegebenen Bereich kleiner 1,5. In der vorliegenden Analyse zeichnet sich auch ein sehr hoher TiO₂-Gehalt ab¹⁾, ein weiteres von

¹⁾ Der TiO₂-Gehalt ist erheblich niedriger, als es nach einer überschlägigen

TURNER & VERHOOGEN angegebenes Kriterium für spilitische Gesteine.

Ob der spilitische Chemismus vom Edukt her abzuleiten ist, oder von einer Na-Zufuhr bei der Metamorphose herrührt, kann aus den vorliegenden Ergebnissen nicht sicher beurteilt werden. Die Na-Vormacht kommt vor allem in den Feldspäten zum Ausdruck; ein primär vorhandener An-Gehalt der Feldspäte läßt sich aus den Calcitflecken der zersetzten Albite erschließen. Dieser Ca-Gehalt reicht aber bei weitem nicht aus für einen basaltischen Chemismus, für den ein $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnis von 3—5 angegeben wird. Es sei denn, man nimmt an, daß das fehlende Ca bei der Spilitisierung oder der Metamorphose abgeführt worden ist. Der hohe TiO_2 -Gehalt spricht eher für einen vormetamorphen spilitischen Chemismus. Auf diese Problematik kann hier nur hingewiesen werden. In der weiteren Umgebung des Arbeitsgebiets sind Untersuchungen eingeleitet, die unter anderem solchen Fragen nachgehen werden.

V. 1.2 Der Meta-Ultrabazit

Im Liegenden (südlich) des Hauptmetadiabas-Zuges läßt sich ein Meta-Ultrabazit als s-paralleler Lagergang über mehr als einen Kilometer verfolgen. Ein enger Zusammenhang mit den Metadiabasen ist sowohl auf Grund der Lagerung, als auch nach dem Mineralbestand festzustellen.

In einem hellgrau-grünen Grundgewebe liegen dunkelgraue Einsprenglinge, die schon makroskopisch Pyroxen vermuten lassen.

U. d. M. (D-d 58) liegen bis 5 mm große fast vollkommen frische Augiteinsprenglinge (63%, schwach brauner Pleochroismus, max. Auslöschungsschiefe 44° , $2V$ ca 40°) in einer feinkörnigen intensiv verfilzten Masse aus Chlorit (Pennin 10%), Grammatit + Aktinolith (17%), Leukoxen + Ilmenit (4%) und wenigen etwas größeren Relikten von brauner Hornblende (6%, $X < Y \leq Z$, Pleochroismus rotbraun bis blaßbraun, wahrscheinlich Kaersutit nach W. E. TRÖGER, 1967¹⁾), die z. T. in deutlich grünen Aktinolith und vor allem in farblosen Grammatit übergehen. Solche Umwandlungen konnten auch in den feldspatführenden Metadiabasen beobachtet werden, wenn auch nicht so häufig; ein besonders schönes Beispiel zeigt Abb. 5.

Augit und Hornblende sind primärmagmatisch (wahrscheinlich nacheinander, mit kurzem zeitlichen Abstand) gebildet worden (große Pyroxeneinsprenglinge und relativ kleine Hornblendekörner), dagegen brauchen auch die relativ seltenen Fälle nicht zu sprechen, wo Hornblende von Pyroxen umschlossen ist. Sowohl die Augite als auch die braunen Hornblenden sind sekundär durch eine autometasomatische oder möglicherweise auch erst durch die metamorphe Überprägung in Aktinolith/Grammatit und Chlorit umgewandelt.

Für eine spätmagmatische Bildung der braunen Hornblende im Kontakt mit dem wahrscheinlich wasserreichen umgebenden Sediment spricht, daß im Randbereich des Meta-Ultrabasits (D-d 97) kein Pyroxen mehr ausgebildet ist, sondern nur braune Hornblende auftritt.

Umrechnung der Mineralzusammensetzung des Dünnschliffs zu erwarten wäre. Es ist anzunehmen, daß Teile des Leukoxens als wasserhaltige Ti-Ca-Oxyd-Komplexe vorliegen.

¹⁾ Zu einem sicheren Nachweis von Kaersutit gehört eine TiO_2 -Gehaltsbestimmung, deshalb wird im Folgenden weiter von brauner Hornblende gesprochen.

V. 1.3 Meta-Tuffe bis -Tuffite ungegliedert

Die in dieser Kartiereinheit zusammengefaßten Gesteine sind sehr variabel. Ihre Ausbildung wechselt nicht nur von Vorkommen zu Vorkommen, auch schon im Aufschluß ist auf Grund von verschiedenen Edukten und von wechselnden Sedimentanteilen eine deutliche Variation festzustellen. In dünnen Lagen können auch die in den weiteren Abschnitten beschriebenen Tufftypen auftreten. Häufig ist ein sicherer Rückschluß auf das Edukt nicht mehr möglich wegen der starken Durchbewegung, der zum Teil beträchtlichen sekundären Karbonatzufuhr und infolge der Umkristallisation.

In der Mehrzahl sind die Gesteine kräftig grün und deutlich geschichtet oder geschiefert; wo ein erheblicher Karbonatanteil hinzutritt, verwittern sie braun. Makroskopisch kann man körnige bis grobkörnige von sehr feinkörnigen Typen unterscheiden.

Das ss-Flächengefüge der grobkörnigen Ausbildungen ist häufig durch eine Transversalschieferung zerschert, eingewandertes Karbonat jedoch unterstreicht die primäre Schichtung.

Die Probe D-b 96 ist ein feinkörniger Metakristalltuff aus klaren Albitkristallen (ϕ 0,6 mm) 17%, Chlorit 20%, Epidot+Leukoxen 10%, Karbonat 5%; die Hälfte des Schliffs nimmt eingewandertes Karbonat 23%, und mobilisierter Quarz 24%, ein.

Bei einem Vorkommen weiter im Nordwesten (C-b 34) sind einzelne größere Feldspatkristalle (bis 2 mm) in eine schichtige Grundmasse von Chlorit-Serizit-Lagen und Albit-(Quarz-?)Lagen eingestreut. Die Einsprenglingsfeldspäte sind zum Teil in ein außerordentlich feinkörniges Albit-Rekristalliat aufgelöst und gehen kontinuierlich in feinkörnige Albit-(Quarz-?)Lagen über, von denen nicht ausgeschlossen werden kann, daß sie zum Teil wenigstens aus kataklastischen Einsprenglingen hervorgegangen sind. Mit normalen optischen Mitteln läßt sich hier keine Entscheidung treffen, da die Korngrößen für die optische Bestimmung zu klein sind.

Feinkörnige Typen bestehen fast nur aus Chlorit, Serizit ¹⁾ und Erz mit sehr wenig Quarz und Albit (C-b 51 o: Chlorit 60%, Serizit 20%, Erz 15%, Albit und Quarz 5%). In einigen Fällen (z. B. C-b 51 p) ist neben dem vorherrschenden farblosen Chlorit ein Chlorit-artiges Mineral mit hellbraunem bis fast farblosem Pleochroismus vorhanden (opt. pos., n sehr klein, Z fast farblos, Y gelbbraun, X hellbraun).

Anhand einer DTA-Aufnahme konnte mit großer Wahrscheinlichkeit Seladonit vermutet werden ²⁾.

¹⁾ Unter der Bezeichnung Serizit werden die feinschuppigen Hellglimmer zusammengefaßt, die mit optischen Mitteln nicht oder nur sehr schwer vom Serizit i. e. S. (Muscovit kleiner 0,1 mm, SYMPOSION, 1962) zu unterscheiden sind, also wenn überhaupt vorhanden Phengit, Paragonit, Pyrophyllit und Talk.

²⁾ Herr Dr. J. LOESCHKE, Tübingen fertigte freundlicherweise im Geologischen Institut der Technischen Hochschule Trondheim einige Differentialthermoanalysen-Aufnahmen für mich an.

V. 1.4 Chloritflatschen-Tuffe bis -Tuffite

Eine makroskopisch deutlich ins Auge fallende Besonderheit dient für diese Kartiereinheit als Unterscheidungsmerkmal: „flatschenartige“ Chlorithäute und -flecken (Abb. 6). Im Handstück sind die Chloritflatschen-tuffe meist hell- bis hellbläulich-grün und lassen sich leicht an den namengebenden dunkelgrünen bis schwarzen, fast immer mitgefalteten Flatschen erkennen, die deutlich auf den s-Flächen in Erscheinung treten. Im Querbruch sind die dunklen Flatschen geplättet und gefältelt (z. B. D-d 45 c: Länge/Breite ca. 10/2, 7/1, 3/0,5 mm). Einerseits können die eingestreuten Flatschen so klein und unauffällig werden, daß man sie nur noch im Schliff erkennt (D-d 45), auf der anderen Seite können sie zwar makroskopisch unterschieden werden, aber so intensiv mit der Grundmasse verknetet sein, daß der Unterschied in der Mineralzusammensetzung u. d. M. fast ganz verschwindet (D-d 67).

Eine grobe Übersicht über die Variabilität der Chloritflatschen-Tuffe bis -Tuffite gibt die Tabelle 2. Sedimentäre Anteile können erhebliche Serizitgehalte und Übergänge zu Chlorit-reichen phyllitischen Tonschiefern verursachen.

In Partien, die von der Durchbewegung geschont sind, kann man vor allem bei den größeren Typen Rückschlüsse auf das Ausgangsmaterial des ganzen Gesteins und der Flatschen ziehen.

In den Flatschen lassen sich neben schon verfestigten Pyroklasten fetzenartige Glaslapilli und Einzelkristalle (Pyroxen und Hornblende) vermuten. Die feinkörnige Grundmasse dürfte aus der Asche der Tuffausbrüche hervorgegangen sein.

Der Vergleich mit den Schalsteinen des Lahn-Dill-Gebietes (H. HENTSCHEL, 1961 etc.) liegt nahe. Es handelt sich aber bei den Chloritflatschen-Tuffen bis -Tuffiten nicht um stärker überprägte Schalsteine, was auch durch eine Vergleichsexkursion bestätigt wurde. Es fehlt die für die Schalsteine typische „Leitkomponente — das chloritisierte blasige Sideromelan-Glas-Tuff-Fragment“ (H. HENTSCHEL, 1952 S. 259).

In einigen der Chloritflatschen ist grüner Biotit festzustellen: kleine ziemlich unregelmäßige Biotitpakete, die geschlossene Aggregate bilden. Diese gehen am Rande in eine Wechsellagerung von Chlorit und Biotit über. Selten dringen auch Chloritfasern in die randlich liegenden Biotitpakete ein. Grüner Biotit ist sicher nicht primär magmatischer oder klastischer Herkunft, sondern eine metamorphe Bildung (W. E. TRÖGER, 1967).

V. 1.5 Metastaub-Tuffe bis -Tuffite

Die Metastaub-Tuffe bis -Tuffite lassen sich im Gelände relativ leicht erkennen; es sind hellgraue bis blaugrünliche feinkörnige Gesteine zum Teil mit einem leichten violetten Schimmer. Die Schichtung im mm- bis cm-Bereich ist wenig ausgeprägt. Meist lassen jedoch dunkelbraun verwitterte, karbonatreichere Lagen die Verfaltung im dm-Bereich gut erkennen.

U. d. M. (D-c 90, 300 m SSW Winklern) schwimmen rundliche etwas buchtige klare Blasten (Albit? Quarz? ϕ 0,04 mm, 40%, s. unten) — häufig in Lagen

Tab. 2: Variationsbreite der Chloritflatschen-Tuffe bis -Tuffite (Mineralzusammensetzung in Vol. %)

Schliffnummer	D-c 45c	D-c 45	D-d 31	D-c 105	D-d 21	D-d 67
Grundmasse	70	75	80	70	80	65
Albit	33	4	1	4		6
Quarz (sekundär)	1		×	×		×
Karbonat	7	11	10	×	4	11
Chlorit	15	15	20	14	14	29
Aktinolith/Grammatit, Hastingsit, braune Hornblende		30	40	35	22	7
Erz (Leukoxen, Ilmenit, Titanit)	13	15	8	17	6	13
?Talk?					33	
Epidot, Orthit		×				
Flatschen	30	25	20	30	20	35
Chlorit	26	17	13	12	12	23
Grüner Biotit			×	×	×	
Albit				3 (+ Quarz)		
Aktinolith		5	5	12	4	7
Karbonat			1		2	×
Erz (Magnetit, Pyrit, Ilmenit, Leukoxen, Titanit)	4	3	1	3	2	3
?Talk?					×	
Reine Chloritflatschen	×		×			
Sicher erkennbare Lapilli			×	×		

etwas angereichert — in einem außerordentlich feinen verfilzten Gewebe von Chlorit (20%, in einzelnen Blättchen und selten in etwas größeren Paketen, \varnothing ca. 0,04 mm), Epidot (20%), Hämatit und Leukoxen (15%) mit einzelnen Calcitflecken (5%). Wenige idiomorphe, neugebildete Turmalinkörnchen wurden festgestellt.

Die Fältelung und Transversalschieferung, die im Aufschlußbereich meist nicht zu sehen ist, läßt sich u. d. M. an den hellen und dunklen Lagen erkennen, insbesondere an einzelnen fast reinen Erzlagen, die die Schichtung unterstreichen.

Durch eine Röntgen-Pulveraufnahme¹⁾ konnte bewiesen werden, daß Quarz am Aufbau des Gesteins nicht in wesentlicher Menge beteiligt ist. Bei den farblosen Blasten handelt es sich um Albit. Die im Mikroskop erkannten übrigen Gemengteile konnten durch das Diagramm bestätigt werden. Der Leukoxen wird zum Teil aus Anatas aufgebaut, andere Ti-haltige Umwandlungsprodukte konnten im Diagramm nicht nachgewiesen werden.

Die Vermutung, daß es sich bei diesen Gesteinen um Tuffe bis Tuffite handelt, konnte bestätigt werden. Sie wurde gestützt durch die enge Verbindung mit den anderen Metabasiten, den hohen Chlorit- und Erzgehalt und das Fehlen von Serizit in fast allen Proben. Der im Röntgen-diagramm festgestellte Mineralbestand kann vollständig auf den basischen Vulkanismus zurückgeführt werden. Eine Beimengung sedimentären Materials, die sich sicher als Quarz- und „Ton“-Gehalt, vor allem Serizit, manifestieren würde, kann bei der röntgenographisch untersuchten Probe ausgeschlossen werden. Nach der Korngröße muß man das Material als Metastaub- oder feinen Meta-Aschentuff bezeichnen (C. K. WENTWORTH & H. WILLIAMS, 1932).

Der Wechsel von hellen und dunklen Lagen ist auf primäre Materialunterschiede zurückzuführen. Eine Um- und Rekristallisation ist aber sicher anzunehmen. Es ließen sich außer der Schichtung keine Reliktstrukturen finden, insbesondere keine Andeutungen von ehemaligen Glaspartikeln und keine Pseudomorphosen. Die oben erwähnten Chloritpakete lassen sich nicht als Pseudomorphosen deuten, da sie keine definierte Kristallform aufweisen; außerdem kristallisiert Chlorit häufig paketartig in schwach metamorphen Klastika (R. HOEPPENER, 1955).

Die Prozentgehalte in den einzelnen Proben wechseln sehr stark, so kann der Anteil an hellen Körnern bis über 50% anwachsen (A-c 80), andererseits kann der Chlorit-Gehalt bis auf 40% steigen (D-c 110). In einem Vorkommen ist etwa 10% Serizit vorhanden (D-c 30), das heißt, daß auch ein sedimentärer Anteil hinzukommen kann. Ob auch ein Quarzgehalt damit verbunden ist, ließe sich nur durch eine Pulveraufnahme klären.

V. 1.6 Violette Metatuffite

Im Gelände spricht man die violetten Metatuffite zunächst als violette Tonschiefer an. Sie sind außerordentlich feinkörnig und mild, zum Teil kräftig violett, zum Teil auch nur grau mit einem leichten Stich ins

¹⁾ Mehrere Pulveraufnahmen mit dem Röntgendiffraktometer verdanke ich Herrn Dr. F. SEIFERT vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Ruhr-Universität Bochum.

Violette. Sie verwittern relativ leicht, lassen sich aber anhand von Lesesteinen ziemlich gut verfolgen.

U.d.M. (D-c 91) zeigen diese Gesteine ein kräftig gefälteles leicht geschiefertes Gefüge mit unvollständiger Aggregatpolarisation, das hauptsächlich aus Serizit (65%) gebildet wird, der mit wenig Chlorit (7%) verfilzt ist. Chlorit (Rhipidolith) tritt auch in scharf begrenzten Paketen auf, die meist senkrecht zum gefälteles ss liegen; dieses wird vor allem durch die gefälteles Serizitbasisflächen nachgezeichnet. Unregelmäßig verteilt sind aus dieser Grundmasse herausfallende helle Körner (5% ϕ bis 0,05 mm). Soweit sie zu identifizieren sind, handelt es sich um Albite. Hinzu kommen einzelne Lagen und Flecken, die meist stark gefaltet und zerrissen sind, aus verzahnt gewachsenem Quarz (5%). Der Erzanteil, (Hämatit und Leukoxen) der vor allem in Schnüren und Bändern konzentriert ist, aber auch in kleinen Körnern in der Grundmasse verteilt liegt, macht etwa 18% aus.

Die Annahme, daß es sich bei den violetten Metatuffiten um Gesteine mit einem pyroklastischen Anteil handelt, wird im wesentlichen durch vier Befunde gestützt:

1. Ist ein Erzgehalt von 8—25% für normale Tonschiefer ungewöhnlich, vor allem, da Leukoxen neben Hämatit einen recht beträchtlichen Anteil ausmacht.
2. Liegen in der Serizitgrundmasse, wenn auch in wechselnden Mengen, einsprenglingsartige Albitklasten.
3. Lassen sich in den violetten Metatuffiten häufig Einschaltungen von grünen Tuffen und verfalteten Tuffetzen feststellen.
4. Kommen die violetten Metatuffite nur in unmittelbarer Nachbarschaft der anderen Metabasite vor.

Man kann also vermuten, daß es sich bei diesen Gesteinen um umgelagerte Pyroklastika mit einem erheblichen sedimentären Anteil handelt.

Die Variationsbreite in den verschiedenen Proben ist recht groß; man kann Übergänge in dunkle erzeiche Tonschiefer und auf der anderen Seite zu den Metastaub-Tuffen bis -Tuffiten feststellen.

V. 1.7 Dolomitisierte Metatuffe und -Tuffite

Die dolomitisierten Metatuffe und -Tuffite treten in bis etwa 1 m mächtigen und nur kurz aushaltenden Linsen auf. Sie haben eine hellrostfarbene 1—3 cm dicke Verwitterungsschicht, das frische Gestein ist hellgrau bis hellgrüngrau. Die feinen Typen lassen nur eine texturlose Grundmasse erkennen, in die bei den gröberen Varianten blaugrüne Flatschen und Flecken eingesprengt sind.

Eine weitreichende Metasomatose läßt den primären Mineralbestand nur noch in stark zersetzten Resten erkennen oder erschließen. Gelegentlich auftretende Eisendolomitolinsen sind wohl auf dieselbe Weise entstanden und wurden mit der gleichen Signatur ausgeschieden. Die dolomitisierten Metatuffe und -Tuffite kommen in unmittelbarer Nähe der nicht metasomatisch überprägten Metabasite vor, hauptsächlich in deren Hangendem.

Diesen mit mikroskopischen Mitteln außerordentlich schlecht auflösbaren Gesteinen ließ sich nur durch die Verbindung der mikroskopischen

mit der röntgenographischen Untersuchung¹⁾ näherkommen. Dabei ergab sich folgendes Bild:

Hauptbestandteil ist ein eisenreicher Dolomit (Ankerit), dazu kommen an Karbonaten etwas Calcit und wenig Siderit. Die im Röntgendiagramm kräftig auffallenden Quarzlinien belegen einen erheblichen Quarzanteil, der aber im Schliff nicht zum Vorschein kommt. Er dürfte sekundär entstanden sein und verbirgt sich in den erdigen Karbonataggregaten, wahrscheinlich stammt er aus der Zersetzung von Feldspäten. Wenige stark zersetzte Albite (breite Lamellen deuten auf einen ursprünglich vorhandenen höheren An-Gehalt) schwimmen in der erdigen Karbonatgrundmasse. Kaolinit tritt in Nestern und wolkig in der Karbonatgrundmasse verteilt auf²⁾. Als spärlich auftretende Übergemengteile kommen Chloritflitter und, aus der Form zu erschließende, Karbonatpseudomorphosen nach Pyroxen vor.

In den einzelnen Proben wechseln die Anteile der Minerale recht stark, z. B. kann Kaolinit offenbar ganz fehlen und an seine Stelle ein fast farbloser Chlorit treten (Interferenzfarben olivgrau bis violett). Quarz kann mikroskopisch erkennbar auftreten, zum Teil klastisch, zum Teil neugebildet im Karbonat.

Im Anschliff zeigen sich s-parallel angeordnete dunkle „Flatschen“, die bis über die Hälfte des Gesteins ausmachen können. Meist bestehen sie aus Chlorit und Karbonat und lassen ehemalige Litho- und Vitro-Pyroklasten und seltener Pyroxenkristalle vermuten.

In einem Vorkommen 1100 m SSW Winklern (C-d 65) bestehen die dunkel bis smaragdgrünen Flatschen aus einem Serizit-ähnlichen Mineral, fraglichem Fuchsit³⁾. Im Zentrum der Flatschen liegt häufig ein Magnetitkristall. In dem Ausgangsmaterial (Glas?) muß also relativ viel Fe enthalten gewesen sein, das nur zum Teil in den Glimmer eingebaut werden konnte. Die Flatschen sind stark geplättet (L:D ca. 10:1, senkrecht s geschnitten) und im mm-Bereich gefaltet.

500 m nördlich Salchendorf (B-c 13) wurde in einem groben dolomitierten Lapillituff eine scharf begrenzte, die Schichtung diskordant durchziehende Zone entdeckt (Abb. 7).

In der qualitativen Mineralzusammensetzung ist zwischen dem grobkörnigen Tuff und der feinkörnigen Zone kein wesentlicher Unterschied festzustellen. Am Kontakt liegt eine bändrige Anreicherung von Leukoxen (helle Streifen in der Abb.) und eine vom Rand ins Feinkörnige hin abnehmende Durchschwärmung mit farblosem Chlorit, was im Handstück einen leicht felsitischen Charakter hervorruft.

Eine sichere Deutung dieser den Tuff diskordant durchschlagenden fein-

1) Herrn Doz. Dr. W. WEISSKIRCHNER und Herrn. Dr. D. STÖFFLER, Mineralogisches Institut der Universität Tübingen, danke ich für einige Pulverdiagramme und die Unterstützung bei deren Auswertung.

2) Im Röntgendiagramm des Gesteins sind die Hauptlinien des Kaolinitis festgestellt worden. Bei einem zur Kontrolle auf 560° C erhitzten Präparat waren die Kaolinitlinien verschwunden (entsprechend dem Übergang Kaolinit/Mullit). Die Proben sind völlig frisch, außerdem konnte Calcit in erheblicher Menge neben dem Kaolinit festgestellt werden. Es kann so ziemlich sicher ausgeschlossen werden, daß der Kaolinit als Verwitterungsprodukt vorliegt.

3) Fuchsit weist nach W. E. TRÖGER (1967) einen deutlich grünen Pleochroismus auf, dies war im vorliegenden Fall nur sehr schwach festzustellen. Eine endgültige Bestimmung kann nur röntgenographisch vorgenommen werden.

körnigen Zone ist nicht gelungen. Man könnte an einen Gang denken, allerdings ist weder im Hangenden noch im Liegenden eine Fortsetzung festzustellen, auch hydrothermale Vorgänge sind in Betracht zu ziehen. Die spätere Dolomitisierung hat in gleicher Weise den grobkörnigen Tuff und die feinkörnige Zone betroffen und überprägt.

Zum Vorgang der Metasomatose und ihrem Zeitpunkt können nur mehrere Möglichkeiten zur Diskussion gestellt werden. Es handelt sich wohl kaum um eine Metasomatose, die von einzelnen Klüften oder Zufuhrkanälen ausgeht, da die Vorkommen der dolomitisierten Metatuffe bis -Tuffite recht weit verteilt sind (ähnliche Beobachtungen konnte G. RIEHL-HERWIRSCH, 1966 auch am benachbarten Christofberg machen), und sie sich vor allem auf einen bestimmten Horizont, den höheren Bereich der vulkanischen Serie, beschränken. Eine teilweise Metasomatose haben, wie oben beschrieben, auch die Diabase erfahren. Man muß eine Stoffzufuhr in Oberflächennähe kurz nach der Ablagerung oder im Zusammenhang mit der Spilitisierung oder in Verbindung mit der Metamorphose in Erwägung ziehen (A. SCHERP, 1957 S. 417). Sicher ist eine Zufuhr von CO₂; das Ca und Mg könnte möglicherweise aus dem Ausgangsgestein stammen. Auch ein Zusammenhang mit der alpidischen Mg-Metasomatose (E. CLAR, 1956) ist nicht von der Hand zu weisen.

P. BECK-MANNAGETTA (1959) erwähnt aus den Gurktaler Alpen (z. B. W. Sirnitz) ähnliche Gesteine, und bezeichnet sie dort als Karbonatite.

V. 1.8 Helle Metavulkanite, -Tuffe bis -Tuffite

Die Vorkommen der hellen Metavulkanite, -Tuffe bis -Tuffite liegen ausschließlich im Hangenden der Metabasite, sind sehr geringmächtig (30 cm bis 1 m) und wenig ausgedehnt. Sie verwittern deutlich braun und sind im frischen Kern hellgrau bis -grün. Sie können untergliedert werden in

- a) Feldspatkrystalltuffite
- b) Tuffite mit Keratophyrlapilli und
- c) ein helles den Diabasen nahestehendes Ergußgestein.

a) Feldspatkrystalltuffite

An wenigen Stellen (D-b 51 f, B-a 15) kann man auf den s-Flächen und im Querbruch der hellgrauen Gesteine weißliche zum Teil ausgewalzte Flecken erkennen, u. d. M. erweisen sie sich als große stark serizitisierte Albite (20%). Diese schwimmen in einer durch Serizitlagen (25%) deutlich parallel struierten feinkörnigen Masse (80%) aus buchtig verzahntem, verzwilligtem Feldspat (25%), Brauneisenflecken (5%), Karbonat (25%) und vereinzelt, wahrscheinlich sekundären Quarzkörnern. Als Ausgangsmaterial kommt wohl nur ein Kristalltuffit in Frage.

Ebenfalls zu den hellen Meta-Tuffiten wurden braunverwitternde Gesteine gezogen, die durch weißlichgrüne fetzenartige Beläge auf den s-Flächen gekennzeichnet sind.

U. d. M. bestehen sie (z. B. C-b 38) aus 40% Serizit, ca. 30% Karbonat teils in klar abgegrenzten Blasten, teils wolkig aufgelöst, 23% diffus verteiltem Brauneisen und ca. 7% hellen Gemengteilen, die sehr feinkörnig sind; meist ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um Quarz oder Albit handelt, ein Albitanteil ist aber vorhanden.

Der hohe Erz-, der Albitgehalt und das unregelmäßige zum Teil linsige Gefüge — an manchen Stellen meint man ausgelängte Brocken zu erkennen — sprechen sehr für einen pyroklastischen Anteil in diesen Gesteinen. Sie fallen sowohl vom Gefüge, als auch von der Mineralzusammensetzung her aus den umgebenden Gesteinen heraus, die zwar geschiefert sind, aber ihre sedimentäre Abkunft noch deutlich erkennen lassen.

b) Tuffite mit Keratophyrlapilli

Sichere Tuffite mit Keratophyrlapilli konnten mehrfach festgestellt werden (C-c 66 a, C-a 6 a, C-a 15), auch sie kommen nur in den höheren Teilen der Bischofberg-Einheit vor, und zwar im Hangenden der Metabasite.

Die Lapilli (z. B. C-a 15) schwimmen in einer außerordentlich feinkörnigen Grundmasse, die fast nur aus hellen buchtig verzahnten Körnern (75%), wenig diffus verteiltem Chlorit (8%) und Erz besteht. Vereinzelt sind größere \pm idiomorphe Feldspatkristalle (4%) und Eisenkarbonat rhomboeder (8%) eingesprengt.

Die Entscheidung, ob die Keratophyrlapilli in einen Feintuff oder in einen Silt mit einem höheren Albitanteil eingestreut wurden, ließ sich mit den gegebenen Untersuchungsmethoden nicht fällen.

Die Keratophyrlapilli bestehen aus einem sehr charakteristischen Gewebe von divergentstrahligen oder fluidal angeordneten Leistenfeldspäten, in dem selten bis 1,5 mm große stark serizitisierte Einsprenglinge liegen. Die Interstien werden von diffus gewachsenen unverzwilligten Albiten, Brauneisen und wenig Chlorit ausgefüllt.

Diese im Schliff sehr charakteristischen Gesteine wurden von mir auch am benachbarten Christofberg in einer Lage mit großen Brocken in den Liegenden Tonschiefern G. RIEHL-HERWIRSCHS (1966) festgestellt.

c) Ein helles den Metadiabasen nahestehendes Ergußgestein

Ebenfalls im Hangenden der Metabasite kommt ein heller Vulkanit vor, der mit seiner graugrünen Farbe eine Mittelstellung zwischen den Metabasiten und den oben beschriebenen Gesteinen einnimmt.

Auch u. d. M. kommt diese Übergangstellung sehr deutlich zum Ausdruck (B-a 21). In einem offenen Gefüge von kleinen verzwilligten, wenig zersetzten Albiten (17% ϕ 0,04 mm), schwimmen große meist unverzwilligte, häufig idiomorphe, stark serizitisierte Feldspäte (38%, ϕ bis 0,3 mm), die Interstien werden von Chlorit (15%, Calcit (18%) und Brauneisen ausgefüllt.

Die Anfärbung der Feldspäte (nach E. H. BAILEY & R. E. STEVENS, 1960) ergab An-Gehalte unter 5% und keinerlei Hinweis auf Kalifeldspat.

Alle größeren Einsprenglingsalbite der hellen Metavulkanite, -Tuffe und -Tuffite sind deutlich erkennbar, zum Teil sogar stark serizitisiert. Die

Feldspäte der Metadiabase und der basischen Metatuffe dagegen sind von Calcitflecken, Klinozoisit usw. zersetzt und schließen nur ganz selten etwas Serizit ein.

V. 1.9 Karbonatische Albit-phyllite ¹⁾

Die karbonatischen Albit-phyllite sind an zwei Stellen im Kartenbereich vorhanden, sie bilden das tiefste Glied der Bischofberg-Einheit. Leider sind sie nirgends im ungestörten Verband erhalten, sondern jeweils durch Störungen vom Hangenden und Liegenden abgeschnitten. Die ziemlich sicher ins Liegende zu stellenden dunklen Marmore F. THIEDIGS (1966) sind an der einzigen Stelle, wo sie in der Nähe der karbonatischen Albit-phyllite liegen, durch die Saugrabenstörung davon abgetrennt, fallen aber unter die Albit-phyllite ein.

F. THIEDIG (1966) zog das Vorkommen bei Korb zu seinen karbonatischen Phylliten; die Albit-phyllite liegen dort jedoch eindeutig im Hangenden der Haimburg-Trixener Marmore und können nicht mit den in deren Liegendem (Wandelitzen-Serie im Sinne F. THIEDIGS) verbreiteten karbonatischen Phylliten zusammenhängen.

Die Albitphyllite sind grau, dunkel- bis grüngrau und deutlich geschichtet. Häufig fallen linsenförmig ausgelängte Quarzmobilisate auf (bis 7 cm Länge); für eine Deutung als Gerölle konnten im Schriff keine Anhaltspunkte gefunden werden. Der ss-parallele Karbonatgehalt zeigt sich im Aufschluß durch mitgefaltete, zum Teil erheblich zerscherte, herausgewitterte Lagen an.

U. d. M. (D-b 76 c 250 m NW Winklern) kommt eine Sonderung in karbonatreichere Lagen (etwa 2/3 des Schliffs, Karbonat 60%, Albit 40% und Quarz ²⁾ in wenigen Körnern) und karbonatärmere Lagen (etwa 1/3 des Schliffs, Karbonat 10%, Albit 35%, Quarz 5%, Chlorit 32%, Biotit 8% und Leukoxen 10%) deutlich zum Vorschein.

1. Sprechen die Anfärbemethoden bei An-Gehalten unter 3% nicht mehr an (E. H. BAILEY & R. E. STEVENS, 1960).
2. Kann die Farbe, die an den Korngrenzen und vor allem an kleinen Chlorit- und Serizitblättchen adsorbiert ist, leicht zu Verwechslungen führen, zumal weil solche einzelnen Blättchen häufig auf Korngrenzen liegen.

Folgende Befunde sprechen für ein Edukt mit pyroklastischen Anteilen:

1. Der relativ hohe Feldspatgehalt.
2. Das Auftreten von sehr Erz- und Chlorit-reichen Lagen.
3. Ein scharf umgrenzter kleiner Auswürfling (L. 4,5 mm B 1,5 mm) aus

¹⁾ Diese Gesteine sind dem Gefüge nach Phyllite, jedoch fehlen Serizit und Quarz als Hauptgemengteile. In dem Nomenklaturvorschlag des SYMPOSITIONS (1962) sind Serizit und Quarz als Hauptgemengteile Definitionskriterium, Albit und Karbonat schließen sich als wesentliche Nebengemengteile von Phylliten aus. Ich schließe mich mit obiger Bezeichnung dem Vorgehen von J. NEUGEBAUER (1968) an und gebrauche „-phyllit“ als adjektivische Gefügebezeichnung.

²⁾ Bei der feinen Korngröße, 0,05 mm, läßt sich häufig nicht entscheiden, ob Quarz oder Albit vorliegt, besonders, da der Albit meist unverzwilligt ist; eine Abschätzung wurde versucht nach dem Verhältnis sicherer Achsenbilder. Eine Anfärbung der Feldspäte war vor allem aus zwei Gründen wenig aussichtsreich und brachte keine sicheren Ergebnisse.

einem serizitartigen Mineral (Talk?), Feldspat und Chlorit mit Rutilnadelchen und Leukoxen.

4. Vereinzelt größere zum Teil zersetzte Feldspatkristalle bis 1,5 mm Größe.

Die auf Grund der Lagerung postulierte Stellung der Albitphyllite im tiefsten Teil der Bischofberg-Einheit wird durch das Auftreten von grünem Biotit bestätigt. Die karbonatischen Albit-phyllite sind danach in die Quarz-Albit-Epidot-Subfazies (B. 1.2) zu stellen, die im bearbeiteten Gebiet außerdem nur noch in Gesteinen der Töllerberg-Drau-Einheit erreicht wird.

V. 1.10 Grünschiefer

In der Töllerberg-Drau-Einheit kommen auch Abkömmlinge eines basischen Vulkanismus vor. Die intensive Durchbewegung und der überwiegend metamorph gesproßte Mineralbestand erzeugten hier jedoch Grünschiefer im Gegensatz zu den Metadiabasen und -Tuffen in den übrigen Einheiten (Reliktstrukturen sind sehr selten zu erkennen). Es sind hellgrüne zum Teil etwas geschichtete jedoch eher massige Gesteine.

Die Grünschiefer kommen an zwei Stellen vor:

- a) Östlich Ladratschen im tektonisch Liegenden der Chloritführenden Phyllite
- b) bei Neudenstein in deren Hangendem.

a) Grünschiefer bei Ladratschen

U. d. M. zeigt sich bei einer sehr dichten Probe (F-g 48 600 m N Wurzen) ein granoblastisches Gefüge aus Epidot (7%) häufig isomorph geschichtet, Klinozoisit (18%), völlig klarem, fast immer unverzwilligtem Albit (25%), Aktinolith (25%), Chlorit (5%) und Erz (1%); wenige reliktsche zum Teil zerlegte Schachbrettalbite wurden festgestellt.

Als Ausgangsgestein kann man wohl einen Feintuff mit einzelnen größeren Feldspatkristallen annehmen. Eine nicht weit entfernt entnommene Probe zeigt ein reliktsches Schichtgefüge (F-g 50). Der Mineralbestand ist etwa derselbe, nur sind einzelne Quarzlagen eingeschaltet und die blättrigen und stengeligen Minerale sind in s eingeregelt und etwas gefaltet.

b) Grünschiefer bei Neudenstein

Auch der tektonisch hangende Grünschieferkomplex von Neudenstein ist nicht aus einem einheitlichen Edukt entstanden. Auf der einen Seite steht ein relativ massiger, auf ebenen Schieferungsflächen spaltender Typ, der wahrscheinlich aus einem Diabas entstanden ist (G-g 69), auf der anderen Seite ein Grünschiefer aus tuffitischem Edukt. Durch mehr oder weniger sekundär eingewandertes Karbonat erhalten beide eine teilweise deutliche Paralleltexur.

U. d. M. (G-g 69) erkennt man ein Parallelgefüge, welches durch diffus auf den s-Flächen eingewandertes Karbonat (30%) hervorgerufen wird. Albitxenoblasten (38%: größere reliktsche ϕ 0,6 mm 28% und kleinere kataklastische ϕ 0,04 mm 10%) sind der Hauptbestandteil des Gesteins. In den karbonatischen Bereichen ist Chlorit fast völlig verdrängt. In den Chlorit-reichen Partien (Rhipidolith 30%) kann man eine Verwachsung des Chlorits mit kleinen grünen Biotitflittern (3%, Pleochroismus hellgrün bis kräftig olivgrün,

deutlich schuppige Polarisationsfarben $X < Y \approx Z$) feststellen, häufig an Feldspatkorngrenzen.

Damit ist in den tieferen Teilen der Töllerberg-Drau-Einheit die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2) erreicht. Auch in einer anderen Probe, die von einem tuffitischen Edukt abstammt, konnte mit Chlorit verwachsener Biotit festgestellt werden. Hier ist auch noch ein nicht zu vernachlässigender Muscovit- und Serizit-Anteil (15%) vorhanden, außerdem fällt ein erheblicher Gehalt an Turmalinmikrolithen auf.

(G-g 69 Albit (35%), Chlorit (23%, Karbonat + Brauneisen (18%), grüner Biotit (2%), Serizit (15%), Turmalin (7%), deutlich gefaltetes ss-Flächengefüge)

V. 2 Sand-Ton-Abkömmlinge

Abkömmlinge von sandig-tonigen Gesteinen bauen den weitaus größten Teil des bearbeiteten Gebietes auf. Es sind eintönige, relativ feinkörnige schwach metamorph überprägte Gesteine, die einer ziemlich intensiven Durchbewegung ausgesetzt waren. Von Norden nach Süden läßt sich eine Zunahme des Metamorphosegrades feststellen. Es konnten insgesamt sieben verschiedene Typen unterschieden werden, die sich einerseits vom Edukt her, andererseits nach Art und Intensität der metamorphen und tektonischen Überprägung unterscheiden.

Im folgenden werden die verschiedenen Sand-Ton-Abkömmlinge charakterisiert. Wie nicht anders zu erwarten, sind besonders in feinklastischen Gesteinen fließende Übergänge vorhanden, und eine Grenzziehung fällt sowohl bei der makroskopischen Aufnahme im Gelände, als auch bei der mikroskopischen Bearbeitung recht schwer. Die Abgrenzung und Charakterisierung der Klastika, welche die Einheiten des Bischof- und des Frankenberges aufbauen, soll durch die Diagramme in Abb. 8 verdeutlicht werden. Es sind phyllitische Tonschiefer bis Siltquarzite und Metagrauwacken, die sich von der metamorphen Überprägung her sehr wenig unterscheiden. In den Ecken der Dreiecksdiagramme wurden die zur Abgrenzung herangezogenen Hauptmerkmale aufgetragen. Die Abweichungen von den sonst üblichen Diagrammdarstellungen (H. FÜCHTBAUER, 1959; F. J. PETTIJOHN, 1957) ergeben sich aus den verwertbaren Abgrenzungskriterien und der Bestimmbarkeit der einzelnen Komponenten.

Die Gesteine der Töllerberg-Drau-Einheit erscheinen etwas höher metamorph, soweit man das ohne das Auftreten einer tieferen Subfazies beurteilen kann. Auf alle Fälle sind sie aber stärker durchbewegt, und von daher kann man ihre Abgrenzung rechtfertigen.

In der Nähe von vulkanogenen Gesteinen treten häufig deutlich grüne, meist relativ dichte phyllitische Tonschiefer, grüne Siltquarzite und Chlorit-reiche Quarzite auf. Diese Chlorit-reiche Ausbildung der Klastika ist jedoch im Streichen sehr wenig weit zu verfolgen und konnte deshalb in der Karte nicht gesondert ausgeschieden werden. Der Chlorit-Gehalt stammt möglicherweise aus eingestreuten und umgelagerten Aschen, dafür spricht ein sehr hoher Erz-Gehalt bei einem Teil der Vorkommen und die enge Bindung an die vulkanogenen Gesteine (C-c 72 c Quarz + Albit 15%, Serizit 25%, Chlorit 40%, Erz 15%, Turmalin und Zirkon).

V. 2.1 Phyllitische Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite

Die phyllitischen Tonschiefer bis tonschiefrigen Phyllite bilden in der Bischofberg- und in der Frankenberg-Einheit sozusagen die „Background Sedimentation“, in welche die davon abweichenden Klastika, die Vulkanite und die Pyroklastika eingelagert sind.

Die Farbe variiert von hellgrau über hellgrün-grau bis zu einem dunklen Schwarzgrau. Je nach höherer oder tieferer Lage im Profil überwiegt der mehr tonschiefrige oder der mehr phyllitische Habitus.

Im Gelände wurde die Unterscheidung von fraglichen Feintuffen anhand von makroskopisch erkennbaren auf den s-Flächen aufblitzenden Hellglimmerflittern getroffen. Bei der mikroskopischen Überprüfung zeigte es sich, daß diese randlich aufblätternenden Muscovitfetzen (bis 2 mm ϕ) deutlich aus dem Serizitgewebe der phyllitischen Tonschiefer herausfallen, sowohl von der Größe her, als auch von der Struktur. Sie werden als eingeschwemmte Glimmerblättchen angesehen.

In der Kartiereinheit der phyllitischen Tonschiefer bis tonschiefrigen Phyllite sind

- a) echte phyllitische Tonschiefer
- b) phyllitische Tonschiefer mit eingeschalteten Sandlagen, vor allem phyllitische Sand-Ton-Wechsellagerungen und
- c) phyllitische Siltquarzite zusammengefaßt.

Die reinen Prototypen gehen lateral so rasch ineinander über und häufig sind sie auch nur Glieder einer Wechsellagerung, daß es unmöglich ist, sie auf einer Karte auseinander zu halten.

a) Phyllitische Tonschiefer

Einen ebenflächigen ziemlich reinen phyllitischen Tonschiefer repräsentiert die Probe B-b 16 (650 m N Schöndorf). Die Serizitblättchen (80%) sind fast vollständig parallel ss eingeregelt, eine beginnende Schieferung wird durch eine leichte Aggregatpolarisation der Serizite in stumpfen Winkeln zu den Schieferungsflächen angedeutet. Die Schieferung wird unterstrichen durch linienhaft auf den sf-Flächen ausgeschiedenes Brauneisen (5%), das sich auch auf den ss-Flächen ausgebreitet hat und die Fältelung der Serizite nachzeichnet.

b) Phyllitische Tonschiefer mit eingeschalteten Sandlagen und Sand-Ton-Wechsellagerungen

Sehr viel häufiger sind jedoch feingeschichtete Sand-Ton-Wechsellaagerungen mit meist abruptem Wechsel der Korngrößen. Diese Laminiten (LOMBARD, 1960 ref. in G. EINSELE 1963) sind offensichtlich sehr leicht faltbar; die Tonlagen sind kräftig geschiefert und einer Scherfaltung unterlegen mit einer deutlichen Verdickung in den Faltenumbiegungen. Die Sandlagen sind selten und nur in viel geringerem Maße geschiefert. Meist zeigt sich eine deutliche Brechung der Schieferung. Häufig ist ein Teil der Scherbewegungen auf den Schieferungsflächen der Tone in den Sandlagen von ss-parallelen Flächen aufgenommen.

c) Phyllitische Siltquarzite

Vielfach gehen die Sand-Ton-Laminiten in phyllitische Siltquarzite über, oder wechseln mit diesen im dm- bis m-Bereich ab (A-c 58 350 m NW Schöndorf).

U. d. M. erkennt man einen ziemlich reinen ungeschichteten Quarzsilt (Korndurchmesser 0,01—0,05 mm 70%) in einer feinstkörnigen hellen Matrix mit kleinen Serizitflittern, insges. ca. 20%, verwittertem Brauneisen 10%, Pyrit, Turmalin und Apatit.

Die Zusammensetzung der Sandlagen in den phyllitischen Sand-Ton-Wechsellagerungen ist etwa entsprechend, jedoch sind die Korngrößen etwas gröber.

Außer der Schichtung und der ab und zu auftretenden Gradierung (s. S. 254) konnten keine Sedimentstrukturen gefunden werden.

Im großen und ganzen kann man von Norden nach Süden eine geringe Zunahme des phyllitischen Habitus feststellen; sie äußert sich in einer Vergrößerung und einer schärferen Regelung der Serizite, außerdem in einer stärkeren Schieferung und Faltung. Jedoch gilt das nur für die allgemeine Tendenz und ist sicher sehr vom Ausgangsmaterial und auch von der Lage zu schützenden oder exponierenden Schichtgliedern (z. B. Härtlingen, Diabasen) abhängig.

V. 2.2 Braunverwitternde phyllitische Tonschiefer

Die braunverwitternden phyllitischen Tonschiefer kommen hauptsächlich in den höheren Teilen der bearbeiteten Abfolge vor, so zum Beispiel am Nord-West-Hang des Bischofbergs, am West-Hang südlich der Bischofberg-Ost-West-Störung und in kleinen Vorkommen häufig in der Nähe von vulkanischen Gesteinen (bei St. Michael, S und SE Schöndorf, NW Kaspar usw.). Weitere Vorkommen, allerdings nicht so typische, liegen in der Frankenberg-Einheit, in deren höheren Teilen westlich und nord-westlich von Unterbergen und im Hangenden der Graphitphyllite in der Umgebung von Schloß Töllerberg.

Die braunverwitternden phyllitischen Tonschiefer sind mild, verwittern braun und sind teilweise von hellrostbraunen Sandlagen durchzogen. In der Hauptsache sind sie aus Serizit aufgebaut, der meist sehr feinschuppig und zum Teil sehr gut geregelt ist. In einigen Proben läßt sich ein schwach dunkelrotbrauner Pleochroismus der Serizite feststellen (z. B. B-b 53). Die makroskopisch auffallende braune Verwitterungsfarbe rührt zum großen Teil von s-parallelen Brauneisenschnüren und diffus verteilten Brauneisenflittern her.

Wie sich aus der Abb. 8 ersehen läßt, ist die Brauneisenführung nicht nur auf die braunverwitternden phyllitischen Tonschiefer beschränkt, sondern in sämtlichen Klastika, allerdings in erheblich geringerem Maße, vorhanden.

Die Grenze wurde bei einer mit bloßem Auge deutlich erkennbaren Braunfärbung gelegt. Bei der mikroskopischen Abschätzung entsprach das etwa einem Anteil von 10%. Eine Abschätzung des Fe-Gehaltes kann auf Grund der angegebenen Prozentzahlen nicht vorgenommen werden, da das Brauneisen als Verwitterungsprodukt keine definierte Zusammensetzung hat, und es in seinem Prozentanteil sicher erheblich überbewertet wurde.

Das Brauneisen ist zu einem erheblichen Teil auf ss-parallelen Lagen und Schnüren konzentriert, vor allem bei den etwas sandigeren Anteilen. In den stärker tonigen Partien unterstreicht das Brauneisen überwiegend die Schieferungsflächen.

An wenigen günstigen Proben konnte nachgewiesen werden (A-b 21, F-g 53), daß der Brauneisenanteil aus Fe-reichen Karbonaten durch Verwitterung hervorgegangen ist. Diese Ansicht wird gestützt durch die häufig auftretende Rhomboederform des diffus vor allem in den sandigeren Phyllitpartien verteilten Brauneisens. Leider standen mir nur Proben aus dem Bereich der Oberflächenverwitterung zur Verfügung; aus frischen Proben könnte man eher Aufschlüsse über das Ausgangsmaterial und damit auch über die Genese erhalten. Soviel ist sicher, daß das linienhafte Auftreten des Brauneisens auf den s-Flächen keine primäre Eigenschaft des Edukts ist.

Eine Imprägnation von Fe-Karbonaten durch hydrothermale Vorgänge, einerseits in Verbindung mit dem Diabasvulkanismus¹⁾, andererseits in Verbindung mit der im Tertiär erfolgten hydrothermalen Bildung der Hüttenberger Eisenspatlagerstätte (E. CLAR & H. MEIXNER, 1953), ist in Betracht zu ziehen. In diesem Zusammenhang fällt auf, daß die braunverwitternden phyllitischen Tonschiefer ihre Hauptverbreitung am Hang zum Gurktal hin haben, durch das die tertiäre Görtschitztaler-Störungszone (H. HÖFER, 1894; W. FRITSCH, 1963) zieht; außerdem liegen sie auch sonst häufig in der Nähe von Störungen.

Die braunverwitternden phyllitischen Tonschiefer der Frankenberg-Einheit sind im Habitus durchaus ähnlich, nur meist etwas sandiger. Häufig ist dort die Schichtung so stark durch die Schieferung überprägt, daß sf-Flächen die vorherrschenden Ablösungsflächen sind, und man das ss nur an wenigen durchziehenden Sandlagen erkennen kann.

V. 2.3 Quarzitische Metagrauwacken bis Quarzite

Die quarzitischen Metagrauwacken bis Quarzite sind gröberkörnig und weniger fein lamelliert als die im Vorangehenden behandelten Gesteine. Zum Teil kann man schon makroskopisch einzelne Quarzkörner, Gesteinsbruchstücke und Tonschieferfetzen erkennen. Die Farbe variiert von einem hellen Braun bis schwarzgrün, je nach Fe-Gehalt und Verwitterungsgrad.

Die quarzitischen Metagrauwacken bis Quarzite haben ihre Hauptverbreitung im Liegenden der vulkanischen Gesteine, einzelne Vorkommen liegen auch in deren Hangenden außerdem treten sie in der Töllerberg-Drau-Einheit in schmalen Streifen auf.

Die Verformung ist weniger intensiv als die der phyllitischen Tonschiefer, der Faltenwurf flacher und weitgespannter. Die Schieferung tritt makroskopisch kaum in Erscheinung, die ss-Flächen liegen etwa in cm-Abstand.

U. d. M. liegen Quarz- (15–60%) und Feldspatkörner (bis 15%) der Sand- bis Grobsandfraktion in einer feinkörnigen hellen Matrix, die etwa 30 bis 50% des Gesteins ausmacht. Gesteinsbruchstücke liegen ebenfalls in dieser Korngröße vor, treten aber nicht so häufig auf, wie man es bei einer typischen Grauwacke erwarten würde. Meist sind es Siltsteine, Quarzitbruchstücke, seltener Diabas- und Keratophyr-, „gerölle“ (D-c 65 III).

¹⁾ Bei einer hydrothermalen Imprägnation im Zusammenhang mit dem Diabasvulkanismus müßte allerdings eine teilweise Mobilisierung der Fe-Mineralien in die erst später entstandenen Schieferungsflächen postuliert werden.

Von einiger Bedeutung dürften vereinzelt eingestreute, fetzenartige Phosphorit-„gerölle“ sein (Abb. 10). Sie kommen offensichtlich nur in den Metagrauwacken und Quarziten vor, die im Liegenden der vulkanischen Gesteine auftreten (C-b 57, A-d 19, C-c 47). Es sind grau bis bräunlich durchscheinende, faserig aufgebaute, zum Teil fetzenartige „Gerölle“, häufig enthalten sie ein flockiges Brauneisenpigment¹⁾. Bei gekreuzten Nicols erscheinen sie fast isotrop und nur vereinzelt leuchten winzige Serizitblättchen darin auf. Über die Herkunft und auch über weitere Vorkommen von solchen Phosphoritfetzen im Ostalpenbereich ist mir bis jetzt nichts bekannt geworden. Da es sich aber um ziemlich seltene und charakteristische Gesteine handelt, könnten sie möglicherweise in der Folge zur Parallelisierung und vielleicht auch zur Bestimmung des Liefergebietes der quarzitischen Metagrauwacken bis Quarzite herangezogen werden.

Die feinkörnige Matrix der quarzitischen Metagrauwacken bis Quarzite besteht zum einen, meist größeren Teil (20—85%), aus hellen Gesteinteilen im Korngrößenbereich des Silts (häufigster Korndurchmesser 0,01—0,02 mm). Eine Aufgliederung in Quarz und Feldspat war hier nur in sehr seltenen Fällen möglich (s. Anmerk. S. 239). Nach groben Schätzungen mit Hilfe der Lichtbrechung usw. dürfte der Quarzgehalt bei weitem überwiegen. Ein weitaus kleinerer Teil der Matrix besteht aus Serizit und Chlorit (5—70%). Es handelt sich um eine detritische Matrix, in der die gröberklastischen Komponenten schwimmen, ohne sich gegenseitig zu berühren.

Eine sekundäre Auflösung der Quarzkörner in ein Matrix-artiges Kornaggregat läßt sich häufig bei den tonarmen Typen beobachten. Oft ist auch die ursprüngliche Kornform und Korngröße nicht mehr genau festzustellen, da die Matrix die größeren Körner sozusagen auffrißt, was durch intensive Korn-Matrix-Verzahnungen belegt wird.

Die quarzitischen Metagrauwacken bis Quarzite sind ein Übergangsgestein. Einerseits reicht der Gehalt an instabilen Komponenten (Gesteinsbruchstücke, Feldspatkörner) selten aus, um sie im Grauwackenfeld des Psammitdreiecks (F. J. PETTIJOHN, 1957; H. FÜCHTBAUER, 1959) einzuordnen. Andererseits kann man sie nicht zu den Sandsteinen i. e. S., den Quarzsandsteinen, rechnen, da die Matrix nicht als Porenzement angesehen werden kann, sondern detritischer Herkunft ist.

V. 2.4 Graphitische Phyllite

Die graphitischen Phyllite treten in den tiefen Teilen der Bischofberg- und der Frankenberg-Einheit auf. Sie sind dunkel bis schwarzgrau; der Graphitgehalt kann so weit ansteigen, daß sie dunkel abfärben. Die graphitischen Phyllite sind echte Phyllite. Die Zerscherung des ss-Flächen-

¹⁾ Der qualitative Nachweis des Phosphats wurde auf dem Schliff mit Ammoniummolybdat geführt. Eine Isolierung aus dem Gestein war bei der Kleinheit der Objekte (0,1—0,2 mm) mit den vorhandenen Mitteln nicht möglich. Mehrere Vergleichsproben auf der Grauwackenmatrix ergaben keine Ausfällung von Ammoniumphosphormolybdat. Dem mineralogischen Aufbau wird wohl am ehesten der aus dem Englischen übernommene Begriff Kollophan gerecht.

Gefüges ist zum Teil recht weit fortgeschritten. Hin und wieder sind dünne Graphitquarzitlagen eingeschaltet.

U. d. M. weisen die graphitischen Phyllite ein phyllitisches Serizitgefüge mit einem mehr oder weniger großen klastischen Quarzanteil auf. Das Graphitpigment ist z. T. sehr reichlich in den Gesteinen vorhanden.

Die durchschnittliche Zusammensetzung nach 10 Schliffen ist: 35% Quarz (7—63), 31% Muscovit/Serizit (2—65), 19% Chlorit (14—42), 9% Graphit¹⁾ (5—10), 4% Albit (0—7), 4% Brauneisen (0—18), 2% Karbonat (0—5), Turmalin, Leukoxen, klastischer Biotit.

Graphitquarzite: ca. 80—96% Quarz, 4—20% Graphit¹⁾, Karbonat, Serizit.

Die graphitischen Quarzite sind zum Teil einer Sammelkristallisation unterlegen, die sich in einer deutlichen Kornvergrößerung und Verdrängung des Graphits auf die s-Flächen äußert (F-e 7).

Nördlich von Schloß Töllerberg ist in einem Graphit-Phyllit-Vorkommen eine ca. 3 cm dicke karbonatische Feintufflage eingeschaltet (F-e 7). 200 m weiter nördlich tritt eine grobe Lyditbreckzie mit phyllitischer Grundmasse in den graphitischen Phylliten auf.

V. 2.5 Dunkle Phyllite

Die dunklen Phyllite kommen in der Umgebung des Metadiabas-Sills der Töllerberg-Einheit vor, direkt im Liegenden der Töllerberg-Überschiebung. Außerdem wird die Höhe 573 nördlich Kremschitz, die F. THIEDIG (1966) seinen hangenden grauen Phylliten zugerechnet hat, von dunklen Phylliten aufgebaut.

Sie sind tektonisch sehr stark beansprucht und durchbewegt. Makroskopisch sind sie dunkelgrau, zum Teil werden sie von hellen bis weißen feinen Quarzitlamellen durchzogen und sind deutlich phyllitisch. Quarzmobilisate sind vorhanden, aber fast immer diskordant und weitaus seltener als bei den unten zu besprechenden Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten.

Bei der mikroskopischen Charakterisierung muß vor allem auf die außerordentliche Zerschering hingewiesen werden. Die Hellglimmer erreichen zum Teil die Muscovit-Größe. Auf den sf-Flächen sind sie dunkel pigmentiert, es dürfte sich bei dem Pigment um feinst verteilten Magnetit und Pyrit handeln, davon rühren auch die schaligen Anlauffarben bei der Verwitterung her. Vor allem in den sandigen Partien kommen häufig Eisendolomit-Rhomboeder vor.

Die durchschnittliche Zusammensetzung nach 5 Schliffen ist: 47% Quarz (43—57), 28% Muscovit/Serizit (15—50), 18% Chlorit (10—25), 3% Albit (0—6), 4% Pyrit + Brauneisen (1—9), Turmalin, Zirkon.

Das entspräche nach dem SYMPOSITIONs-Vorschlag (1962) einem Chlorit-Serizit-Phyllit, wobei die Variationsbreite bis zu einem Serizit-Quarz-Chlorit-Schiefer (F-f 33) reicht.

In den dunklen Phylliten tritt zum ersten Mal Chlorit (Pennin) in einem

¹⁾ Der Graphitgehalt ist sicher zu hoch, um aber die Vergleichbarkeit der Vol-%-Angaben zu erhalten, wird der Wert mit angegeben. Graphit wird meist zu hoch bestimmt, einerseits, wie auch Brauneisen, wegen der dunklen Farbe, und andererseits wegen des kleinen Kornes und der diffusen Verteilung.

ins Gewicht fallenden Ausmaß auf, er ist intensiv verwachsen mit Serizit und Muscovit. Im Mikroskop sind bei gekreuzten Nicols häufig nur die Polarisationsfarben des blaßgrünen Muscovits zu erkennen.

V. 2.6 Quarzmobilisat-durchtränkte Phyllite

Die Abgrenzung dieser Kartiereinheit ist weniger nach stofflichen, als nach tektonisch-metamorphen Kriterien erfolgt. Das deutlichste Unterscheidungsmerkmal ist eine ss-parallele Durchschwärmung mit weißen Quarzmobilisaten, die bis über die Hälfte eines Aufschlusses einnehmen kann (Abb. 11). Ein weiteres Kennzeichen ist die extrem starke Durchbewegung, eine Verfaltung um zwei ungefähr senkrecht aufeinander stehende Richtungen, auf welche weiter unten näher eingegangen wird (s. S. 256 und Abb. 16 bis 18).

Die Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite kommen nur in der Töllerberg-Drau-Einheit vor, und zwar als zusammenhängender Komplex im Hangenden der Töllerberg-Überschiebung.

Die Zusammensetzung schwankt in relativ weiten Grenzen. Der Durchschnitt nach 10 Schliffen ist:

55% Quarz (35—65), 22% Muscovit/Serizit (15—28), 14% Chlorit (2—30), 6% Albit (4—13), 2% Stilpnomelan (0—5), Hämatit, Pyrit, Turmalin, Zirkon, Apatit. Das reicht von einem Albit-Serizit-Chlorit-Phyllit (E-f 62) bis zu einem einfachen Quarz-Phyllit (E-e 68).

Sowohl nach dem Gefüge (deutlich zerschertes ss-Flächengefüge, Kristalloblastese, Quarz- und Muscovitwachstum) als auch nach dem Mineralbestand (ein wechselnder, aber doch erheblicher Prozentsatz der Hellglimmer, ca. 1/3, sind größer als 0,1 mm und damit als Muscovit i. w. S. anzusprechen) sind die Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite echte Phyllite.

Auf den sf-Flächen läßt sich eine deutliche Verarmung an Quarz und eine Anreicherung von Hellglimmer und Chlorit feststellen (Abb. 12). Ein großer Teil des mobilisierten Quarzes dürfte von der Auflösung des Quarzes an den Schieferungsflächen herkommen (H. BREDDIN, 1930). Die zum Teil sehr dünnen und ss-parallel weit durchhaltenden Quarzmobilisate wird man auch zum Teil, wie es J. WASTERNAK, (1958) für die Phyllite des Erzgebirges getan hat „auf die Mobilisation und Umkristallisation des Materials in ehemals feinkörnigen quarzitischen Bändern zurückführen“ können.

III. 2.7 Chlorit-führende Phyllite

Ebenso wie die oben beschriebenen Gesteine sind die Chlorit-führenden Phyllite klastischer Herkunft und relativ Quarz-reich. Sie wurden nur in den südlichen Teilen der Töllerberg-Drau-Einheit festgestellt.

Im frischen Handstück ist eine deutlich grüne bis graugrüne Färbung zu erkennen, die bei der Verwitterung ausbleicht und zum Teil in hellbraun übergeht. Der phyllitische Glanz auf den s-Flächen läßt sich mit der Lupe zum Teil schon in winzige glänzende Einzelschüppchen auflösen.

Die Zusammensetzung nach 5 Schliffen ist:

46% Quarz (36—63), 20% Chlorit (15—28), 20% Serizit (12—30), 4% Albit (0—8), 2% Stilpnomelan (0—4), grüner Biotit, Brauneisen, Karbonat, Leukoxen, Pyrit, Turmalin, Apatit, Granat ¹⁾).

Auf Grund des hier auftretenden grünen Biotits sind die Chlorit-führenden Phyllite in die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2) zu stellen und sind so zusammen mit dem Grünschiefer von Neudenstein und den karbonatischen Albitphylliten der Bischofberg-Einheit die Glieder der bearbeiteten Schichtfolge, welche der stärksten Metamorphose ausgesetzt waren.

Der Chloritanteil ist in den Chlorit-führenden Phylliten mit durchschnittlich 20% relativ groß. Er scheint in den Sand-Ton-Abkömmlingen in Richtung der höheren Metamorphose zuzunehmen. Das Verhältnis Serizit/Muscovit:Chlorit ist in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten mit ca. 3:2 relativ klein, wird aber in den Chlorit-führenden Phylliten mit 1:1 entschieden größer. Außerdem gehen die Chlorite von fast farblosen bis nur ganz schwach grünlich pleochroitischen im Hangenden über in Chlorite mit einem kräftig blaugrünen bis olivgrünen Pleochroismus in den Chlorit-führenden Phylliten.

V. 3 Quartäre Bildungen

Das altpaläozoische Grundgebirge ist im Arbeitsgebiet heute nur von Pleistozän überdeckt.

Dagegen ist am benachbarten Christofberg-Gebiet die nachvariscische Transgressions-Serie mit Oberkarbon (Westfal C/D bis Stephan) beginnend ziemlich vollständig vorhanden (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, 1966). Im nördlich anschließenden Krappfeld tritt auch höhere Trias, Oberkreide und Eozän zu Tage. Permotrias liegt dem Grundgebirge auch östlich Völkermarkt am Glockerkogel und in den südlichen Ausläufern des Wallersberges auf.

Das Klagenfurter Becken verdankt seine heutige Morphologie zum großen Teil der pleistozänen Überarbeitung. Die Moränen des würmzeitlichen Draugletschers gehen bis in die Gegend südlich von Griffen. Der Gegensatz zwischen den ebenen Aufschüttungsflächen der mächtigen eiszeitlichen Schotterfüllung ²⁾ und den daraus aufsteigenden meist bewaldeten Grundgebirgshügeln gibt dem Klagenfurter Becken seinen besonderen Reiz.

Zahlreiche kleine Kiesgruben der Gemeinden und Bauern ritzen die stark schrägeschichtete, wenig sortierte Schotterfüllung an (W Korb, W Kremschitz, NW Straßhof). Es dürfte sich meist um Deltaschüttungen in Eisrandseen handeln.

Bei Skoflitzten ist durch den von Kremschitz zur Gurk führenden Bachriß ein den Schotter unterlagernder hellgrauer Glimmer-reicher Seeton aufgeschlossen, der von Zeit zu Zeit zu kleineren Rutschen führt. Inwiefern diese Tone mit den von H. BECK (1928) beschriebenen interglazialen Tonen im Krappfeld zu vergleichen sind, und wie groß ihre Verbreitung unter den Schottern ist, kann nicht gesagt werden.

¹⁾ Der Granat ist detritischer Herkunft.

²⁾ Die Mächtigkeit der eiszeitlichen Schotterfüllung beträgt nach F. KAHLER (1953) an der Gurk bei Grafenstein ca. 9 km s St. Michael mehr als 200 m.

Fast sämtliche oberflächlichen Abflüsse des Bischofberg-Frankenbergs gehen in das Grundwasser der Schotterfüllung (z. B. Saugrabenbach, Bach zwischen Kleinen und Großen Frankenberg). Diese Wässer treten erst wieder, allerdings nur teilweise, in den weiter entfernten, in die Schotterfüllung eingetieften Bachrissen zu Tage und fließen dann oberflächlich zur Gurk oder Drau ab (Bach von Kremschitz zur Gurk, Trixenbach). Auf ähnliche Erscheinungen in etwas größerem Ausmaß am Südrand der Saualpe hat F. THIEDIG (1967) aufmerksam gemacht.

Mehrere Moränen, Terrassen und Eisrandbildungen in verschiedenen Höhen bezeugen bruchstückhaft eine wechselvolle Geschichte von Eisrückzugs- und Stillstandsstadien des Draugletschers (H. BOBEK, 1959).

Die Gurk floß während des Eishochstandes durch die Klein St. Veit-Griffen-Rudener Rinne am Südrand der Saualpe entlang; später benutzte sie die Rinne von Trixen-Hafendorf-Völkermarkt, und auch der Trixenbach dürfte in einer alten Gurkrinne verlaufen.

Das ganze Arbeitsgebiet ist von einem mehr oder weniger dichten Grundmoränenteppich bedeckt. Nur in Gebieten junger Übersteilung (z. B. beim Töllerberg-Süd- und -Ost-Hang und bei den steilen Hängen beiderseits des Saugrabens) fehlt dieser die Kartierung sehr behindernde Schleier.

Wo die Grundmoräne frisch angeschnitten ist (z. B. 200 m SW H. P. 435 am S Bischofberg), schwimmen die Geschiebe in einer ocker- bis hellbraunen sandig-schluffigen Grundmasse. Bei den Geschieben überwiegen diejenigen aus der näheren Umgebung, der Rest spiegelt die Vielfalt der Einzugsgebiete des Draugletschers wieder. In manchen Fällen ist es schwierig, eine Moränenüberstreuung von herausgewittertem Anstehendem zu unterscheiden, zum Teil vermischt sich auch beides.

300 m nördlich Gregor am Frankenberg liegen bis über 50 m³ große, losgerissene Blöcke (Quarzmobilisat-durchtränkte Phyllite der Töllerberg-Einheit), die vom Eis über die Töllerberg-Überschiebung transportiert worden sein müssen. Auch die Größe von weiter transportierten Findlingen ist ganz beachtlich (über 6 m³-große Gneisblöcke westlich des Gipfels vom Frankenberg).

Vor allem die aus größerer Entfernung stammenden Geschiebe sind gut gerundet. Ein Gletscherschliff (200 m E St. Michael) ließ keine Vorzugsrichtung der Schrammen erkennen.

Kalkig verbackener, kleinstückiger Hangschutt tritt in kleinen Vorkommen an Quellaustritten auf, während Härtlinge z. B. die mächtigeren Metadiabasvorkommen oder die überteilten Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite am Töllerberg-Ost-Hang scharf begrenzte grobstückige Hangschuttschleier ausbilden.

VI. ZUR METAMORPHOSE

In einem größeren Zusammenhang betrachtet liegt die bearbeitete Schichtfolge im höheren Teil eines Profils, das vom fast unbeeinflussten Paläozoikum (E. STREHL, 1962; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1966; anchimetamorph W. FRITSCH, 1966) bis in die Bereiche der tieferen Amphibolitfazies (Disthen-Almandin-Muscovit-Subfazies, B 2.2) reicht (Katazone

FRITSCH et al., 1960). Die Metamorphose geht im bearbeiteten Gebiet von einer sehr schwachen Überprägung in den höchsten Anteilen der Schichtfolge mehr oder weniger kontinuierlich in eine Metamorphose über, deren Ergebnis Phyllite und Grünschiefer sind. Das Alter der Deformation und Metamorphose ist variscisch, wahrscheinlich alt- bis mittelvariscisch (R. SCHÖNENBERG, 1967).

Die folgenden Ausführungen und vor allem der Versuch, die bearbeiteten Gesteine in die Fazies- und Subfazies-Gliederung der Metamorphose einzuordnen, stützen sich hauptsächlich auf die Arbeiten von H. G. F. WINKLER (1964, 1967, 1968).

In sehr schwach metamorphen Gesteinen bestehen beträchtliche Schwierigkeiten, eine Metamorphose sicher zu erfassen, da einerseits die sedimentären Paragenesen großenteils noch erhalten bleiben und andererseits die überwiegende Mehrzahl der Neubildungen im Bereich bis zu der oberen Grünschieferfazies (Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies, B 1.1) auch diagenetisch entstehen kann (A. SCHERP, 1963).

WINKLER gibt als Grenze der Diagenese zur Metamorphose die Umwandlung von Heulandit in Laumontit + Quarz und Wasser an. A. SCHÜLLER (1961) definiert den Beginn der Metamorphose mit der Umwandlung von amorpher Kohle in kristallinen Graphit. Beide Abgrenzungsvorschläge benutzen Mineralreaktionen als Kriterien, wobei aber die beteiligten Minerale nur in relativ wenigen Gesteinen aus dem Übergangsbereich von der Diagenese zur Metamorphose vorhanden sind.

Als weitere Schwierigkeit kommt hinzu, daß sämtliche Minerale, die im Schwachwirkungsbereich der Metamorphose diagnostisch wichtig sind, mikroskopisch sehr schlecht zu erkennen und eigentlich nur röntgenographisch sicher nachzuweisen sind.

Bei den wenigen mir zur Verfügung stehenden Pulverdiagrammen konnten in keinem Fall die nach WINKLER für den Bereich zwischen Grünschieferfazies und Diagenese fazieskritischen Minerale Laumontit, Prehnit oder Pumpellyit festgestellt werden.

Sämtliche Tonschiefer sind voll kristallin und bestehen überwiegend aus Serizit i. w. S., wenig Chlorit und Quarz, Reste von Tonmineralien konnten im Mikroskop nicht festgestellt werden. Dagegen ist es wahrscheinlich, daß in den basischen Metatuffen noch Reste von Seladonit und vielleicht auch von Saponit (Griffithit, W. E. TRÖGER, 1967) vorkommen. Seladonit konnte, wie oben erwähnt (s. S. 231) in einer DTA-Aufnahme eines ziemlich hoch im Profil gelegenen Feintuffs mit großer Wahrscheinlichkeit identifiziert werden.

In den dolomitisierten Metatuffen tritt Kaolinit auf, eine Entstehung durch Verwitterungsvorgänge kann ausgeschlossen werden (s. Anmerk. 1, S. 236). Dieser Kaolinit kann jedoch nichts über den Grad der variscischen Metamorphose aussagen. Er hätte dafür nur dann Bedeutung, wenn nachzuweisen wäre, daß seine Entstehung, also die Metasomatose prämetamorph ist. Zu dieser Frage müssen weitere Untersuchungen abgewartet werden.

Eine sicher metamorphe Neubildung ist jedoch der besonders in den Metabasiten verbreitete Stilpnomelan¹⁾. Der Beginn der Stilpnomelan-Bildung wird von WINKLER in den Bereich der Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies wenig „oberhalb“ der Grünschieferfazies gelegt. Stilpnomelan kommt nach WINKLER nur in der Versenkungsmetamorphose und in der druckbetonten Fazies-Serie des Barrowtyps vor. Eine derartige druckbetonte Metamorphose wurde als jüngste Überprägung auch von allen neueren Bearbeitern im Saualpen-Kristallin nachgewiesen (W. LODEMANN, 1966; G. KLEINSCHMIDT, 1968; J. NEUGEBAUER, 1968).

Die anderen Neubildungen der Metabasite können sowohl im Bereich einer autohydrothermalen Zersetzung (Vergrünung) als auch bei einer schwachen Metamorphose erfolgen. Das recht beträchtliche Ausmaß der Aktinolith/Grammatit- und auch der Epidot-Bildung weist im vorliegenden Fall auf eine Fortsetzung der Vergrünungsprozesse unter metamorphen Bedingungen hin.

Der eindeutige Beginn der Grünschiefer-Fazies läßt sich nicht fassen. Wenn man das einmalige nicht völlig gesicherte Vorkommen von Seladonit für kritisch ansehen kann, dann ist in den höheren Anteilen der bearbeiteten Schichtfolge die Grünschiefer-Fazies noch nicht erreicht. Da in etwa der gleichen Position Stilpnomelan vorhanden ist, wäre damit ein Bereich in der metamorphen Abfolge gegeben, der ungefähr der etwas höher-temperierten Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies nach WINKLER entspricht.

Mit dem Auftreten von grünem Biotit in den karbonatischen Albit-phylliten der Bischofberg-Einheit ist die zweite Subfazies der Grünschiefer-Fazies, die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2) erreicht.

Grüner Biotit ist nach W. E. TRÖGER (1967 S. 525) auf „epi- und mesozonale“ Gesteine beschränkt. Es müssen Neubildungen vorliegen, denn klastische braune Biotite wären chloritisiert; klastische grüne Biotite sind aber sehr unwahrscheinlich.

In der Töllerberg-Drau-Einheit tritt grüner Biotit erneut auf, und zwar in den tektonisch hangenden Chlorit-führenden Phylliten im Süden und in dem darüber (südlich) liegenden Grünschiefer von Neudenstein.

Die Chlorit-führenden Phyllite müssen im Grenzbereich der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies (B 1.1) zu der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2) liegen, denn die nördlichen Vorkommen weisen noch Stilpnomelan auf, der weiter im Süden nicht mehr vorhanden ist. Dort treten dagegen ganz wenige grüne Biotitblättchen auf.

In der Frankenberg-Einheit tritt nirgends grüner Biotit auf, dagegen ist Stilpnomelan recht verbreitet; vom Chemismus her hätte also durchaus Biotit entstehen können. Die Serizite sind relativ groß, zum Teil erreichen sie die Muscovitgröße (z. B. in den dunklen Phylliten; größer als 0,1 mm, SYMPOSION, 1962). Die Frankenberg-Einheit ist somit in die Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies (B 1.1) einzuordnen.

¹⁾ Hydrothermale Entstehung von Stilpnomelan wird mehrfach angegeben, dieser Stilpnomelan kommt jedoch anscheinend nur auf Gangtrümmern vor und weicht deutlich von dem hier beschriebenen ab.

VI. 2 Hinweis auf eine plurifazielle Überprägung

In den verschiedenen Meta-Tuffen bis -Tuffiten, insbesondere in den Chloritflatschen-Metatuffen kommt in einigen Fällen reliktsicher grüner Biotit vor. Dieser ist in Chlorit eingeschlossen, der randlich den Biotit teilweise durchwächst. In den tieferen Anteilen des Profils fehlt der Biotit, er tritt erst wieder in den tiefsten aufgeschlossenen Bereichen der Bischofberg- und der Töllerberg-Drau-Einheit auf. In dem Zwischenbereich wäre vom Chemismus her Biotit durchaus zu erwarten, sind doch sowohl Chlorit, wie Stilpnomelan ziemlich häufig.

N. WEISSENBACH (1963), W. LODEMANN (1966) u. a. konnten im tieferen Kristallin der Saualpe mehrere Deformations- und Kristallisationsphasen unter verschiedenen P-T-Bedingungen trennen, die jedoch alle als Teile der variscischen Orogenese angesehen werden. Auch in der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe grenzte J. NEUGEBAUER (1968) ein mehr temperaturbetontes früheres Stadium der Metamorphose von einem mehr druckbetonten nachfolgenden (Barrowtyp nach WINKLER) ab.

Die vorliegende Beobachtung von grünem Biotit läßt für sich allein keine Aussagen zu. Es wäre möglich, daß der grüne Biotit der Rest einer früheren Metamorphose ist, die retrometamorph von der B 1.1-Subfazies überprägt wurde. Nachdem aber in großen Teilen des Saualpen-Kristallins ein erstes mehr temperaturbetontes Metamorphose-Stadium (Andalusit/Sillimanit) nachgewiesen worden ist, ist in Erwägung zu ziehen, ob der vorliegende reliktsiche Biotit auch im Klagenfurter Becken ein erstes mehr temperaturbetontes Metamorphosestadium anzeigt, das der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Biotit-Subfazies (A 1.1) nahestand, das aber von der mehr druckbetonten Überprägung in der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies (B 1.1) (Disthen-Stadium der Saualpe) fast völlig ausgelöscht wurde. Für die zeitliche Stellung der beiden Prägungsakte z. B. zur Hauptdeformation ließen sich im bearbeiteten Gebiet leider keine Anhaltspunkte gewinnen.

Die Stilpnomelan-Bildung hat in den bearbeiteten Gesteinen nirgends regressiven Charakter, ob sie zum Teil einer dritten Kristallisation zuzuordnen ist (J. NEUGEBAUER, 1968), läßt sich anhand der mikroskopischen Befunde nicht sicher ausschließen, ist aber doch wenig wahrscheinlich.

VI. 3. Überlegungen zu den P-T-X-Bedingungen

Um die P-T-X-Bedingungen abzuschätzen, unter denen die Metamorphose des bearbeiteten Bereichs vorgegangen ist, ließen sich aus den petrographischen Untersuchungen nur wenige diagnostisch wesentliche Befunde gewinnen.

Betrachtet man die Ergebnisse in der Phyllit- und Glimmerschiefergruppe des Saualpen-Kristallins (z. B. G. KLEINSCHMIDT, 1968), wo Paragenesen vorhanden sind, die sich nach den Experimenten nicht im Gleichgewicht befinden, so muß man sich die Frage stellen, inwieweit man von den experimentellen Daten auf die P-T-Bedingungen schließen kann, unter denen die Metamorphose stattgefunden hat (C. ANDREATTA, 1960). Wichtige Konsequenzen ergeben sich aus dieser Unsicherheit z. B. für die Versuche, die geothermische Tiefenstufe und vor allem die Versen-

kungstiefe oder die Überlagerung bei der Überprägung für eine metamorphe Serie abzuschätzen.

Wenn hier trotzdem versucht wird, vor allem etwas über die Temperatur auszusagen, so bin ich mir durchaus bewußt, auf was für einem schwankenden Boden diese Angaben stehen. Es kommt noch hinzu, daß die experimentellen Daten gerade über den Schwachwirkungsbereich der Metamorphose zum Teil beträchtlich differieren und noch weit davon entfernt sind, endgültig festzustehen (H. G. F. WINKLER, 1964 bis 1968; A. SCHÜLLER, 1961).

Für den Beginn der Grünschiefer-Fazies, der nach WINKLER durch den Übergang von Kaolinit und Quarz in Pyrophyllit und Wasser und das Verschwinden weiterer sedimentärer Minerale, wie Glaukonit, Seladonit, Saponit usw. gekennzeichnet ist, nimmt WINKLER (1967 S. 174) eine Temperatur zwischen 360 und 390° C bei einer sehr geringen Druckabhängigkeit an. Ungefähr diese Temperatur müßte also in den höheren Teilen der Bischofberg-Einheit geherrscht haben.

Die Bildung des Biotits und damit der Beginn der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies (B 1.2) liegt über 390° C (E. ALTHAUS, ref. in WINKLER, 1967 S. 174). Die maximale Temperatur hat also in der bearbeiteten Abfolge über 390° C gelegen.

Die Stilpnomelan-Bildung spricht, wie oben schon erwähnt, für relativ hohe Drucke. Es liegt also eine Metamorphose vor, die der Fazies-Serie des Barrow-Typs (WINKLER, 1967) entspricht oder zum mindesten nahesteht. Dies deckt sich auch mit den Ergebnissen, die die neueren Bearbeiter im Saualpen-Kristallin erzielen konnten.

VII. ZUR LITHOFAZIELLEN STELLUNG DER BEARBEITETEN GESTEINSFOLGE

Für eine vollständige Faziesanalyse sind leider noch viel zu wenig Daten vorhanden. Dennoch finden sich Anhaltspunkte für eine grobe Einordnung des Gebiets innerhalb der altvariscischen Geosynklinale.

Der marine Charakter der Ablagerungen steht nicht zuletzt durch das Vorhanden-Sein von Hystrichosphaerideen und Chitinozoen fest.

In der großenteils eintönigen und außerordentlich feinkörnigen Abfolge fehlen sämtliche Anzeichen von Landnähe wie Aufarbeitungszonen, Konglomeratschüttungen usw.

Die Koppelung basischer, spilitischer und heller, keratophyrischer Magmatite ist für den geosynklinalen Magmatismus charakteristisch (F. J. TURNER & J. VERHOOGEN, 1960 S. 258).

Die sehr eintönige und gleichförmige Schichtfolge, die auch bei Übersichtsbegehungen im weiteren Umkreis festgestellt wurde, spricht gegen eine größere tektonische Unruhe dieses Ablagerungsraums und auch gegen eine stärkere Gliederung in Tröge und Schwellen; die relativ große Mächtigkeit spricht aber für eine gleichmäßige Senkung. Die phyllitischen Tonschiefer und die anderen Sand-Ton-Abkömmlinge sind aus sehr feinklastischen, dünn-schichtigen Edukten herzuleiten. Das deutet auf einen relativ landfernen ruhigen Ablagerungsraum.

Die Ausbildung der Gradierungen, auf die unten näher eingegangen wird (s. S. 254), äußert sich sowohl in den Grauwacken als auch in den übrigen gradierten Gesteinen durch eine Verbesserung der Sortierung, das heißt durch das allmähliche Ausfallen von gröberen Komponenten gegen das Hangende. Dies weist nach F. J. PETTIJOHN (1957, S. 171) auf die Ablagerung aus Turbiditen hin. Die wenigen gröberen echten Metagrauwacken und auch die übrigen gradierten Gesteine sind vermutlich die letzten Ausläufer einer benachbarten umfangreicheren Grauwackensedimentation.

Es handelt sich demnach bei den bearbeiteten Metasedimenten um eine feinklastische Sedimentation im zentralen Bereich der altvariszischen Geosynklinale, die aber zeitlich weit vor eine echte Flyschsedimentation zu stellen ist.

Echte Flyschablagerungen der altpaläozoischen Geosynklinale wurden weiter südlich in den Karawanken festgestellt (F. TESSENHORN, 1968). Dieser Flysch ist zum größten Teil ins Unterkarbon zu stellen und mit Sicherheit um einiges jünger als die bearbeitete Schichtfolge. Devonische Kalkvorkommen (R. SCHULZE, 1968), die damit in Zusammenhang stehen, intermediäre Magmatite im Grenzbereich Ordovizium/Silur (J. ROLSER, 1968), Quarzporphyröide (mündl. Mitteil. U. BUKENBERGER, Tübingen) und ziemlich mächtige basische Magmatite in der Nachbarschaft (Ebriacher Grünschieferzug, mündl. Mitteil. J. LOESCHKE, Tübingen) belegen in den Karawanken eine eugeosynklinale Fazies im Praeflyschstadium (J. AUBOUIN, 1965 S. 89, 252). Diese Gesteine sind im Prinzip der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe und der Magdalensberg-Serie im Klagenfurter Becken durchaus vergleichbar.

VIII. MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR PRIMÄREN LAGERUNG

Die oben beschriebene und in den Normalprofilen (Abb. 2) dargestellte Abfolge stützt sich nur auf die Lagerungsverhältnisse und die schwache Metamorphosezunahme. Es ist aber nicht auszuschließen, daß die ganze Schichtfolge oder auch Teile derselben invers liegen. Diese Frage kann allein anhand von sedimentären Reliktstrukturen mit noch vorhandenen „Oben-Unten-Kriterien“ beantwortet werden. Die einzige sedimentäre Reliktstruktur ist die Schichtung, die weit verbreitet und im Mikroskop wenigstens meist noch gut zu erkennen ist.

In einigen günstigen Fällen ist in den vorliegenden schwach metamorphen Gesteinen eine gerichtete Größenabnahme der Komponenten, d. h. eine Gradierung erhalten. Sie ist fast immer nur im Mikroskop oder im Binokular zu erkennen.

Nur in einem Fall ist in einer ca. 30 cm dicken relativ groben Grauwackebank (C-c 65, 500 m W Winklern) die Gradierung auch schon makroskopisch zu sehen.

Die Gradierung geht meist von der Sand- zur Tonfraktion und äußert sich daher in einer Zunahme des Serizitgehalts.

Von 55 orientierten Proben, die auf gradierte Schichtung untersucht worden sind, ergaben 32 einen positiven Befund.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß unter noch nicht völlig geklärten Umständen inverse Gradierungen, also Korngrößenzunahmen nach oben möglich sind (E. K. WALTON, 1956; A. H. BOUMA, 1962 S. 140 „negative graded bedding“; J. E. SANDERS, 1965). Experimentelle Untersuchungen mit sehr feinkörnigem Detritus ergaben durch Koagulation der feinen Partikel in Salzwasser eine Korngrößenzunahme nach oben (E. M. KINDLE, 1917). Die Möglichkeit inverser Gradierung scheint auf feinkörnige Sedimente beschränkt (W. H. TWENHOFEL, 1961 S. 613).

Eine Zunahme der Korngröße infolge einer metamorphen Blastese in dem primär feinerkörnigen hangenden Sediment (R. R. SHROCK, 1948 S. 421) kann in den untersuchten Proben als Fehlerquelle ausgeschlossen werden.

Im bearbeiteten Gebiet stimmt die Gradierungsrichtung in feinkörnigen Sedimenten mit derjenigen in benachbarten gröberkörnigen Gesteinen (Grauwacken) immer überein, somit können inverse Gradierungen mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Im größten Teil der Bischofberg-Einheit weisen die Vorkommen von gradierter Schichtung auf normale Lagerung hin. Am Nord-West-Hang des Bischofbergs (B-a 13, B-b 23) treten Zonen überkippter Lagerung auf.

In allen untersuchten Proben der Töllerberg-Drau-Einheit zeigt die gradierte Schichtung inverse Lagerung an, sowohl in den stark verknetyten Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten, als auch in den viel schwächer durchbewegten Chlorit-führenden Phylliten. Es muß also von der Untersuchung der Lagerung im Dünnschliffbereich her vermutet werden, daß die ganze Töllerberg-Drau-Einheit invers liegt (s. S. 262). Die lokalen Überkipnungen in der Bischofberg-Einheit können nur durch eine Verfaltung im Zehn-Meter-Bereich, die weder im Aufschluß noch in den aus der Karte erstellten Profilen zu erkennen ist, erklärt werden.

IX. TEKTONIK

Im Aufschluß äußert sich die starke tektonische Beanspruchung sehr augenfällig in einer intensiven Verfaltung im mm- bis cm-Bereich und in einer mehr oder weniger ausgeprägten Schieferung. Das Kartenbild dagegen wird von einer weitspannigen und flachwelligen Faltung im 500-Meter bis Kilometer-Bereich bestimmt. Eine wohl zum großen Teil junge, alpidische Störungs-Tektonik (E. CLAR, W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER u. R. SCHÖNENBERG, 1963) zerlegte das Gebiet in einzelne Schollen.

IX. 1 Großfaltenbau

Zur Rekonstruktion des Großfaltenbaus in den Profilen (Querprofile 1—9, Längsprofile 10—12, Taf. 9) wurde die Lage der Kartiergrenzen, deren Streichen und Fallen, wenn es aus dem Geländeverschnitt zu erkennen war,

die statistisch ermittelte Raumlage der s-Flächen und die s-Flächen der Einzelaufschlüsse, wenn sie mit der statistisch ermittelten s-Flächen-Lage in Einklang zu bringen waren, herangezogen und in die Profilebene hineinprojiziert. Die Profile beruhen hauptsächlich auf den wenigen und nicht immer klar abgrenzbaren Kartiereinheiten. Unsicherheiten kommen auch durch die verbreitete glaziale Überdeckung und die starke Streuung der meßbaren s-Flächen in die Darstellung.

Weder im Gelände noch auf der Karte kann man erkennen, daß das Gebiet von einem relativ weitspannigen und schwach nordvergenten Sattel- und Muldenbau beherrscht wird, dessen Achsen um Ost-West pendeln. Dies wird erst in der Profildarstellung deutlich. Die Ausstrichlinien der Achsenebenen der Sättel und Mulden wurden in die geologische Karte eingezeichnet.

Die für den Kartenausschnitt wichtigste Struktur ist die relativ kräftig nach Westen abtauchende Mulde, die am Kleinen Frankenberg aushebt. Der Nord-fallende bis schwach überkippte Südflügel dieser Mulde wird gegen den südlichen Bischofberg wesentlich breiter. Diese recht weit durchhaltende Zone steiler Lagerung kann mit den Steilstellungszonen in der südlichen Saualpe (G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966; F. WURM, 1968) verglichen werden. Allerdings ändert sich der Faltungsstil nicht gegenüber den flacher lagernden Teilbereichen, und es fehlt die „Wellblech- oder Treppenfaltung“ der südlichen Saualpe.

Aus den Längsprofilen ergibt sich ein geringes Eintauchen nach Westen, das durch eine schwache Querwellung modifiziert ist.

IX. 2 Die Verformung im Aufschlußbereich

Die Auswirkungen der Deformation ändern sich im Aufschlußbereich von Norden nach Süden in charakteristischer Weise und sind auch deutlich vom verformten Gestein abhängig. In den mächtigeren Tonschieferpaketen der Bischofberg-Einheit ist keine Spezialfaltung zu sehen. Im Schliff erkennt man meist eine (vergl. Abb. 9), in seltenen Fällen zwei gleichwertige Transversalschieferungen (Abb. 13). Hin und wieder ist in den Tonschiefern eine zweite ungleichwertige Schieferung ausgebildet, die einer Schubklüftung (H. SCHOLTZ, 1932, S. 331) entspricht.

Die Faltenformen in den sandreicheren Gesteinen zeigen die Abb. 14 und 15.

In den karbonatischen Albit-phylliten herrschen stark nordvergente bis liegende Falten mit zum Teil senkrechtem Faltenspiegel vor. Diese sind vor einer schwachen Wellung um junge „kataklastische“ Nord-Süd-Achsen verbogen.

Einen sehr komplizierten Deformationsstil zeigen die Quarzmobilisatordurchtränkten Phyllite (Abb. 16 bis 18). Einer ersten Spezialfaltung um Ba bis in den cm-Bereich folgen die charakteristischen Quarzmobilisate, deren Dicke zwischen wenigen mm und mehreren cm schwankt (Abb. 11). Eine solche Faltung mit gelegentlich auftretenden reitenden Achsen

(Abb. 18), verschiedenen Vergenzen, deutlicher Zerschierung und Angleichung der ss-Flächen an die Schieferung kann nur in einem hoch teilbeweglichen, sehr mobilen Zustand eines Gesteines entstehen. Die spätere Verfaltung um Bj ist viel flachwelliger und gelegentlich reißen die Achsen in Klüfte auf (Abb. 16). Diese Nord-Süd-Einengung (Bj ca. 80°) scheint unter wesentlich anderen Bedingungen stattgefunden zu haben als die Ost-West-Einengung (Ba ca. 170°).

IX. 3 Analyse des s-Flächen- und B-Achsengefüges

Die statistische Auswertung der tektonischen Gefügeelemente stützt sich, um die Einflüsse der starken Streuung herabzudrücken, auf möglichst viele Meßwerte (über 6000 s-Flächen und 2000 B-Achsen und Lineare). Eine vollständige, statistisch verteilte Erhebung der Daten, die anzustreben wäre, ist wegen der unregelmäßigen Verteilung der Aufschlüsse nicht zu erreichen. In den Diagrammen (tekt. Karte, Taf. 8) sind die gut aufgeschlossenen Gebiete deshalb etwas überbetont. Größere Abweichungen sind aber auch in den glazial überdeckten Gebieten nicht zu erwarten, da sie von ziemlich homogenen Bereichen umschlossen werden.

Die Auswertung der gesammelten Daten erfolgte durch die Lagekugelprojektion mit Hilfe des SCHMIDT'schen Netzes. Um homogene Teilbereiche zu erhalten (Frage der Genität B. SANDER, 1948, S. 181; F. KARL, 1964, S. 11), wurden die Gefügedaten von benachbarten Kleinstbereichen (Aufschlüsse, Aufschlußgruppen) mit jeweils abweichenden Signaturen (Farben) in die Diagramme eingetragen. Bei einer plötzlichen oder allmählich deutlich erkennbaren Lageänderung der Polpunktshäufungen wurde die Grenze zum nächsten Homogenreich gezogen. Meist stellte sich heraus, daß die „Verteilungssprünge“ der Polpunktmaxima an den jungen Störungen lagen. So bestätigte sich die Erfahrung aus der Saualpe, daß die Homogenbereiche von den Störungen begrenzt werden (F. THIEDIG, 1966; G. KLEINSCHMIDT, 1968).

Eine der Störungen konnte sogar auf Grund einer plötzlichen Verlagerung der Polpunktmaxima näher eingegrenzt und durch Kontrollbegehungen bestätigt werden (Störung zwischen Bereich 12 und 13).

IX. 3.1 Das Verhältnis der Schieferung zur Schichtung

In der bearbeiteten Gesteinsfolge lassen sich fast überall Laminite mit sicheren ss-Flächen feststellen, die die vorherrschenden Ablösungsflächen sind. Eine Transversalschieferung ist sehr weit verbreitet und in den Dünnschliffen der klastischen Gesteine fast immer zu erkennen. In manchen Fällen ist die Schieferung auch makroskopisch so stark ausgeprägt, daß die Schichtung nicht mehr zu erkennen ist.

Die Überprägung der kräftigen Spezialfaltung durch die Transversalschieferung ist nach CLAR et al, (1963) ein Deformationsstil, der für die „untere Anchi- und obere Epizone“ geradezu charakteristisch ist.

Die Schieferung richtet sich im wesentlichen nach der vorliegenden Klein-

faltung und häufig, vor allem in der Töllerberg-Drau-Einheit, sind die meßbaren s-Flächen „Kompromißflächen“ von Schieferung und Schichtung (Abb. 17). Die Bildung dieser Kompromißflächen wird durch erhebliche Scherbewegungen auf den sf-Flächen verursacht, die zu einem Einlenken der Schichtung in die Schieferung und zum Teil auch zu einem völligen Abreißen der Schichtung führen.

Eine Darstellung der ss- und sf-Flächen in gesonderten Diagrammen ist nicht möglich, da die meßbaren s-Flächen häufig nicht eindeutig zu identifizieren sind oder auch den obengenannten Kompromißflächen entsprechen.

IX. 3.2 Das s-Flächengefüge

Die s-Flächendiagramme zeigen zum Teil (Diagr. 10, 11, 12) eine ange deutete Gürtelbesetzung, welche auf die Biegefaltung zurückzuführen ist. Die verschiedenen auf den Gürteln liegenden Teilmaxima entsprechen jedoch nicht den einzelnen Schenkeln der Großfalten, sondern resultieren aus der Spezialfaltung, die die größeren Strukturen völlig einhüllt und im kleinen nachzeichnet. So ergeben zum Beispiel genügend viele Messungen in einem Aufschluß vom Nord- oder Südflügel der Mulde des Kleinen Frankenbergs ein Teildiagramm mit genau der gleichen s-Flächenverteilung wie sie das Diagramm der ganzen Großstruktur aufweist.

Häufiger sind jedoch Diagramme mit einem eng gedrängten, in einer Richtung etwas gestreckten Maximum (z. B. Diagr. 1, 3, 15). Solche Diagramme mit mehr oder weniger isometrischen Polpunktmaxima sind charakteristisch für linsig zerscherte Gesteine (K. METZ, 1967, S. 124). Auch im bearbeiteten Gebiet hat eine Scherfaltung zur Ausbildung der s-Flächengefüge beigetragen.

Sämtliche Diagramme zeigen eine halbsteile bis steile Lagerung. In den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten der Töllerberg-Drau-Einheit zeigen die s-Flächen ein mittelsteiles Einfallen nach Nord-Westen an. Aus den wenigen kartierbaren quarzitischen Metagrauwacken- bis Quarzit-Horizonten geht jedoch ein flaches Einfallen des ganzen Komplexes nach Süden hervor. Hier zeigt sich, daß der Gesamtverlauf der stofflichen Grenzen in einem sehr eng gefalteten Laminit nicht durch die einzelnen ss-Flächen bestimmbar ist, sondern daß dieser vom Verlauf des Falten spie g e l s abhängig ist. Er fällt in diesem Bereich schwach nach Süden ein.

In fast allen s-Flächen-Diagrammen kann man einen π -Kreis (R. ADLER et al., 1961), durch die Polpunkte der s-Flächen legen, dessen Flächenpol meist ziemlich genau mit dem Maximum der B-Achsen und Lineare zusammenfällt.

Ausnahmen sind die Diagramme 5 und 7, die der Görtschitztaler Störungszone am nächsten liegen. Diese Störungszone wirkt sich offenbar in unterschiedlichen Verkippungen und Verstellungen der s-Flächen aus.

Bei den Diagrammen 13 und 14 läßt sich noch ein zweiter π -Kreis erstellen. Sein Polpunkt fällt mit dem Maximum der jüngeren B-Achsenrichtung zusammen (s. unten).

IX. 3.3 Das B-Achsen-Gefüge

Zur Auswertung der B-Achsen wurden jeweils die gleichen Homogenbereiche wie bei den s-Flächen untersucht. Die Lage der B-Achsen-Maxima stimmt mit der Position überein, die nach den s-Flächendiagrammen zu erwarten ist. Auch die Lineationen (kleindimensionale Knitterung auf s vor allem bei den phylitischen Tonschiefern) lassen sich diesem Bewegungsplan zuordnen, soweit sie nicht mit der alpidischen Störungstektonik in Zusammenhang stehen. Letztere ist meist an parallelen Reißfugen oder aufgerissenen Knitterungsachsen zu erkennen (vergl. Abb. 14). Diese jungen Lineationen und die „kataklastischen Achsen“ sind relativ häufig am Bischofberg zu finden, sie verlaufen jedoch nur zum Teil den Störungen parallel. Eine Vorzugsrichtung ist nicht festzustellen. Dies steht im Gegensatz zu den Beobachtungen E. STREHLs (1962) und F. THIEDIGs (1966), die in den nördlich anschließenden Gebieten die Nord-Süd-Achsen der alpidischen Beanspruchung zuordnen konnten.

Sowohl die B-Achsen der Spezialfalten, als auch die Achsen der Großstrukturen pendeln um Ost-West. Sie entsprechen damit der in der Saualpe (F. THIEDIG, 1966; G. KLEINSCHMIDT, 1968; J. NEUGEBAUER, 1968 u. a.). Auch in weiter entfernten Teilen des Ostkärntner Grundgebirges ist diese Richtung zu beobachten (Sonntagsberg-Gebiet, W. FRITSCH, 1957; östliche Gurktaler Alpen, P. BECK-MANNAGETTA, 1959; Gerlitzen-Gebiet, W. FRITSCH & H. HAJEK, 1965).

Daneben erscheint in fast allen Achsendiagrammen noch ein zweites Maximum, das auf Nord-Süd-Achsen zurückgeht. Es ist meist viel schwächer besetzt, konnte aber doch in einem Teil der s-Flächendiagramme durch einen zugehörigen π -Kreis belegt werden. Auch diese Richtung ist sowohl in der ganzen Saualpe, als auch in der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes festgestellt worden.

Eindeutig abgrenzbare Altersbeziehungen der Achsen (B. SANDER, 1948 S. 147) lassen sich bei Überprägungen der einen durch die andere Achsenrichtung meist schon makroskopisch feststellen. Einerseits, vor allem in der höheren Bischofberg-Einheit, tritt die Nord-Süd-Richtung als jüngeres, der Störungstektonik zugehöriges Element auf (s. o.). Jedoch ist sie nur zum Teil als kataklastische Richtung zu erkennen. Auf der anderen Seite tritt die Nord-Süd-Richtung als älteres von Ost-West-Achsen überprägtes Element auf, und zwar:

relativ selten in den tieferen Teilen der Bischofberg-Einheit (in den Quarzitischen Metagrauwacken bis Quarziten des Kleinen Frankensbergs, z. B. E-d 32 und in den graphitischen Phylliten);

häufiger in der Frankenberg-Einheit;

ebenso in der Töllerberg-Drau-Einheit; dort ist es vor allem in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten die Regel, daß die Nord-Süd-Achsen (ca. 170°) von Ost-West-Achsen (ca. 80°) überprägt sind.

W. LODEMANN (1966) konnte in seiner Untersuchung über die Abrollbewegungen von Porphyroblasten im tiefen Kristallin der Saualpe (hohe Staurolith-Almandin-Subfazies, B 2.1) eine ältere Differentialbewegung in Richtung 280°, das entspricht einer Bewegungsachse von 10°, und eine

jüngere Differentialverschiebung in Richtung 30° feststellen, deren Bewegungsachse in 120° -Richtung liegt. Er konnte beide Bewegungen einem einheitlichen variscischen Bewegungsvorgang zuordnen. Die makroskopisch bevorzugt erkennbare Achsenrichtung liegt dort eindeutig um 120° . Das entspricht im bearbeiteten Gebiet der um Ost-West pendelnden Richtung.

IX. 3.4 Klüftung

Die beobachteten Klüfte stehen fast immer seiger oder fallen sehr steil ein, es konnte deshalb die Darstellung in asymmetrischen Klüftrosen gewählt werden (tek. Karte, Taf. 8). Am Bischofberg kann man die Klüfte einerseits als Okl-Flächen ansehen, andererseits verlaufen sie der Nord-Süd-Störungsrichtung parallel. Die senkrechte bis steile Lage spricht für eine mit der Störungstektonik verbundene Zerrklüftbildung, die in der Okl-Richtung der variscischen Faltung liegt.

In der Töllerberg-Drau-Einheit, besonders in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten, müßte man von hol-Scherflächen sprechen. Jedoch ist auch hier die annähernd senkrechte Lage und ein häufiges Klaffen ein Hinweis auf die Störungstektonik als mindestens teilweise auslösende Ursache.

IX. 4 Die Störungstektonik

Die wichtigste Störungsrichtung verläuft Nord-Süd und damit parallel zu der südlichen Fortsetzung der bedeutenden Görttschitztaler Störungszone (Norejalinie, R. SCHWINNER, 1951 S. 213; W. FRITSCH, 1963). Dieser Störungszone gehört auch die steilstehende Zerschierung im westlichen Teil des Bischofsbergs (s-Flächendiagramm 5) und ein Teil der feinen Lineationen und „kataklastischen“ Achsen an. In Nord-Süd-Richtung verlaufen auch die Störungen am nordöstlichen Bischofberg und die steilstehende Saugraben-Störung, die die Schichtfolge der Bischofberg-Einheit vom Liegenden, dem dunklen plattigen Marmor der Haimburg-Trixener Marmor-Serie am Kreuzkogel trennt.

Die zweite Hauptstörungsrichtung ist die Ost-West-Richtung, ihr folgen drei relativ weit durchhaltende Störungen:

- die Bischofberg-Störung, die den nördlichen vom südlichen Bischofberg trennt;
- die Frankenberg-Störung zwischen Bischofberg- und Frankenberg-Einheit und zum großen Teil
- die Töllerberg-Überschiebung zwischen Frankenberg- und Töllerberg-Drau-Einheit.

Einige kleinere meist s-parallele Störungen wurden ebenfalls in dieser Richtung festgestellt, konnten aber, da sie mit Ausnahme derjenigen nord-westlich Schöndorf nur sehr kurz aushalten, nicht in die Karte eingezeichnet werden.

Die Saualpen-Südrand-Flexur (F. THIEDIG, 1966) zieht vom Süd-Fuß des Buchbergs, wo sie THIEDIG noch als Flexur nachwies, unter den glazialen Schottern im Norden des Bischofbergs vorbei.

IX. 4.1 Zur Frage von Verschuppungen und Schichtwiederholungen

In der südlichen Saualpe konnte J. NEUGEBAUER (1968) zeigen, daß eine silurisch-devonische Schichtfolge mehrfach verschuppt und zunehmend metamorph deckenartig übereinandergestapelt ist. G. KLEIN-SCHMIDT (1968) konnte östlich daran anschließend einen ähnlichen Bau nachweisen.

Es stellt sich die Frage, in wie weit im bearbeiteten Gebiet mit entsprechenden Verschuppungen gerechnet werden muß. Eine engültige Antwort kann hier nicht gegeben werden, es soll jedoch im Folgenden versucht werden, die erarbeiteten Befunde unter diesem Blickwinkel zu betrachten.

Mehrfache Wiederholungen von bestimmten Leitgesteinsabfolgen, wie sie einen klaren Nachweis ergeben würden, ließen sich nicht feststellen. Die verschiedenen Metabasithorizonte am südlichen Bischofberg lassen im Gegenteil eine gerichtete Abfolge von den Metatuffen mit Metadiabaslagen zu dem Meta-Ultrabasisill erkennen. Es könnte höchstens in den beiden liegenden Metadiabas-Sills eine Verschuppung vorliegen, nachgewiesen werden kann das jedoch nicht; außerdem kommt es in geosynklinalen Schichtfolgen häufig vor, daß zeitlich zusammengehörige Diabas-Sills in verschiedene stratigraphische Niveaus eingedrungen sind (H. J. RÖSLER, 1960 S. 16).

In den klastischen Gesteinen lassen sich Wiederholungen sehr schlecht erkennen. Es wäre durchaus möglich, daß die großen Mächtigkeiten zum Teil durch nicht faßbare Schichtwiederholungen bedingt sind.

IX. 4.1.1. Frankenberg-Einheit und Frankenberg-Störung

Die Frankenberg-Störung trennt lithofaziell unterschiedliche Gesteine, die in relativ geringen Entfernungen an stratigraphisch gleichen Positionen liegen.

Westlich von St. Margarethen kommen im Hangenden der graphitischen Phyllite ziemlich mächtige quarzitische Metagrauwacken bis Quarzite vor, während knapp 700 m südlich davon bei Schloß Töllerberg die graphitischen Phyllite von viel geringer mächtigen, braunverwitternden phyllitischen Tonschiefern überlagert werden, die in graue phyllitische Tonschiefer übergehen. Außerdem fehlen in der Frankenberg-Einheit fast jegliche magmatogenen Gesteine, mit Ausnahme des Metadiabas-Sills bei Kopeinik, vor allem sind aber keine Tuffe vorhanden.

Das kann auf einen gewissen Abstand der Bildungsbereiche von Bischofberg- und Frankenberg-Einheit hindeuten. Es ist zu erwägen, ob die Frankenberg-Einheit nicht als eine Schuppe über die Bischofberg-Einheit geschoben ist und ob diese Schuppengrenze als Frankenberg-Störung in alpidischer Zeit wieder aufgelebt ist.

Für den Ost-Teil der Frankenberg-Störung (beim Gehöft Oswald) läßt sich eine aufschiebende Bewegung wahrscheinlich machen. Über die Verschiebungsrichtung in der westlichen Fortsetzung kann wegen des Fehlens charakteristischer Leithorizonte und wegen der steilen Lagerung nichts ausgesagt werden. Nach den obigen Überlegungen zu den faziellen Unterschieden zwischen Bischofberg- und Frankenberg-Einheit ist es mög-

lich, daß der Frankenberg-Störung eine größere Bedeutung als alpidisch wiederaufgelebte Schuppengrenze zukommt.

IX. 4.1.2 Töllerberg-Drau-Einheit und Töllerberg-Überschiebung

Die Trennung der Töllerberg-Drau-Einheit von der Frankenberg-Einheit wird vor allem auf Grund der Metamorphose vorgenommen. Die aus der Schichtlagerung erschlossenen Hangend-Liegend-Verhältnisse lassen sich hier nicht mit der Metamorphose-Zunahme in Übereinstimmung bringen. Es sei denn man nimmt zwischen den einzelnen Vorkommen, die isoliert aus dem Fluvioglazial herausragen, Störungen an, die die schwächer metamorphen, nördlich liegenden Schichtglieder unter die höher metamorphen im Süden einschieben lassen. Hinweise auf eine solche Störungstektonik konnten nicht gefunden werden.

Als zweite Möglichkeit muß in Betracht gezogen werden, daß die metamorphe Überprägung in den südlichen Teilen weiter ins Hangende greift, daß also die Isograden der Metamorphose die stofflichen Grenzen diskordant schneiden, was aber im Gegensatz zu den bisherigen Erfahrungen in der Saualpe stünde (Saualpe I—XI, 1960—68 u. a.), wo die stofflichen Grenzen weitgehend mit den Isograden parallel verlaufen.

Die dritte Möglichkeit ist ein spät- bis nachmetamorpher Schuppenbau, durch den die zunehmend metamorphe Töllerberg-Drau-Einheit in verkehrter Lagerung auf die Frankenberg-Einheit überschoben ist.

Zur Klärung der Lage und des Verschiebungssinns der die Frankenberg-von der Töllerberg-Drau-Einheit trennenden Störung wurde ein Schurf angelegt.

Die Grabung wurde zwischen den Aufschlüssen F-f 57 in den dunklen Phylliten und F-f 58 in Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten an einem Steilhang SW Kopeinik durchgeführt. Unmittelbar im Liegenden der Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite wurde eine Zerrüttungszone angetroffen, in der die Grabung bei 2,5 m Tiefe aufgegeben werden mußte. Die direkte Grenzfläche zwischen beiden Kartiereinheiten konnte nicht gemessen werden. Es sind jedoch bis zu dieser Tiefe fünf flach nach Süd-Westen einfallende Verschiebungsfelder mit fettigen Mylonitbändern festgestellt worden.

Es handelt sich danach mit großer Wahrscheinlichkeit um eine ziemlich flache Überschiebung aus Süd-Westen, durch welche die sehr stark durchbewegten und beanspruchten Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite auf die erheblich schwächer beanspruchten dunklen Phyllite überschoben sind. Wertet man den Grad der Durchbewegung (Faltungsintensität, Mobilisierung von Quarz, ss-parallele Zerschierung) bei sich mineralfazial entsprechenden Phylliten als Kriterium für die ursprüngliche Lage zueinander, dann müßten die Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite aus dem Liegenden der dunklen Phyllite stammen. Es ist jedoch eine gewisse Angleichung im Durchbewegungsgrad der dunklen Phyllite im unmittelbaren Liegenden der Überschiebung an denjenigen der Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite im Hangenden davon festzustellen. Diese Angleichung ist wahrscheinlich auf den Überschiebungsvorgang zurückzuführen.

Für eine Überschiebung der Töllerberg-Drau-Einheit auf die Frankenberg-Einheit spricht auch die oben diskutierte Metamorphosezunahme in der Töllerberg-Drau-Einheit gegen das Hangende (Süden) zu und die

inverse Lagerung der auf gradierte Schichtung untersuchten Proben (s. S. 255).

Schon V. LIPOLD (1856) zieht in seinen „geologischen Durchschnitten aus dem östlichen Kärnten“ die Grenze zwischen „unterem Gailthaler Schiefer“ (Bischofberg) und „Thonschiefer“ (Töllerberg) etwa an derselben Stelle, wo jetzt die Töllerberg-Überschiebung wahrscheinlich gemacht werden kann.

Das Alter der Überschiebung kann nicht mit dem der Hauptdurchbewegung und der Metamorphose zusammenfallen. Alpidische Bewegungen sind durchaus in Erwägung zu ziehen. An eine Verschiebung gegen Ende der variscischen Bewegungen läßt die gute Übereinstimmung der durch die Überschiebung angezeigten Einengungsrichtung mit der Einengungsrichtung von Bj in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten und derjenigen der variscischen Großstrukturen denken. Bis jetzt konnten ja weder im Saualpen-Kristallin noch im Kärntner Paläozoikum sichere alpidische Verschuppungen oder Deckenbewegungen in größerem Ausmaß nachgewiesen werden. Auch die Überschiebung des Saualpen-Kristallins über die Kliening-Serie (Gleinalm-Kristallin) in der nördlichen Saualpe ist nach A. PILGER & N. WEISSENBACH (1964) variscisch und nur von alpidischen Bewegungen nachgezeichnet. Die schwach ausgebildeten lehmigen Mylonite können auch im vorliegenden Fall als Anzeichen für ein Wiederaufleben der Verschiebungen in alpidischer Zeit gedeutet werden.

Im vorangehenden konnte gezeigt werden, daß durch die Kartierung und die kleintektonische Aufnahme eine Gliederung und eine Auflösung des tektonischen Baus dieses eintönigen, schwach metamorphen Bereichs erzielt werden konnte. Weitere Untersuchungen in den benachbarten Gebieten werden sicher die noch offenen Probleme einer Lösung näher bringen.

Die in Abb. 2 abgebildeten Normalprofile müssen zunächst noch mit gewissen Vorbehalten betrachtet werden; ihre Aneinanderreihung und bei der Töllerberg-Drau-Einheit auch die Lagerung ist nicht völlig deutungsfrei, sie wurden aber oben begründet. Die Mächtigkeiten, die man aus den Normalprofilen entnehmen kann, sind nicht die wahren Mächtigkeiten der Kartiereinheiten. Sie wurden überschlagsmäßig aus der Ausstrichbreite und dem generellen Einfallen berechnet. Bei der intensiven Verformung und dem auf ganz kurze Erstreckung, häufig schon im Aufschluß stark wechselnden Streichen und Fallen sind auch diese scheinbaren Mächtigkeiten, in denen die Verformung im Kleinbereich nicht ausgeglättet, sondern miteinbezogen ist, nur als bestmögliche Schätzung aufzufassen.

In der petrographischen Beschreibung wurde, um einen Anhaltspunkt für die innere Deformation (H. BREDDIN, 1954) der bearbeiteten Gesteine zu erhalten, jeweils auf das Längen/Breiten-Verhältnis von verformten Vorzeichnungen hingewiesen, deren Ausgangsform in etwa erschlossen werden kann (Mandeln, 3:1 bis 10:1; Chloritflatschen 5:1 bis 7:1). Diese Werte geben jedoch nicht genau die Gesteinsdeformation wieder, da einerseits in den Vorzeichnungen nicht derselbe Mineralbestand vorliegt, wie in den Hüllgesteinen, und andererseits ihre genaue Ausgangsform nicht feststeht.

X. ZUR SERIENGLIEDERUNG

Das Altpaläozoikum des Klagenfurter Beckens und sein Liegendes, das Kristallin der Saualpe, wird mangels einer detaillierteren Stratigraphie noch größtenteils in Serien eingeteilt. Dies erweist sich auch noch als notwendig, nachdem Teile des Kristallins als Altpaläozoikum erkannt worden sind (G. KLEINSCHMIDT, 1966, 1968; J. NEUGEBAUER, 1968). Eine neuere Zusammenstellung und Parallelisierung von Seriengliederungen der verschiedenen neueren Autoren bringt F. THIEDIG (1966).

Die Serien sind einerseits durch einen bestimmten Metamorphosegrad gekennzeichnet (z. B. mittlere Epizone = Wandelitzen-Serie). Andererseits wird mit der Seriengliederung auch versucht, eine bestimmte Gesteinsgemeinschaft zu erfassen (Leitschichtenpartie, A. PILGER, 1954; W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER, R. SCHÖNENBERG, 1960). Als Beispiel seien die Marmore der oberen Epizone, die Haimburg-Trixener Marmore, angeführt (F. THIEDIG, 1966).

J. NEUGEBAUER (1968) wies nach, daß in der als Wandelitzen-Serie bezeichneten Gesteinsgemeinschaft Silur-Devon-Karbonatgesteine und eine liegende Vulkanitgruppe mehrfach miteinander verschuppt und übereinander geschoben sind. Die Haimburg-Trixener Marmore konnte er mit den silurisch-devonischen Karbonatgesteinen parallelisieren. Daraus geht eindeutig hervor, daß die Seriengliederung eine prostratigraphische Gliederung ist. Sie stellt aber eine notwendige Vorstufe für eine echte Stratigraphie dar; zunächst muß noch an der Seriengliederung festgehalten werden, da sie vergleichbare Gesteinsfolgen zusammenfaßt. Bei der Verfolgung der Serien über eine größere laterale Erstreckung wird auch versucht, fazielle Veränderungen zu erkennen (G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966; F. THIEDIG, 1966). Als Fernziel wird aber eine detailliertere fossilbelegte Stratigraphie bis in möglichst tiefe Bereiche angestrebt, mit deren Hilfe der tektonische Bau des Altpaläozoikums, einschließlich seiner metamorphen Äquivalente geklärt werden kann. In Tab. 3 sind jene Serien genannt, welche die kartierte Schichtfolge sowie ihr Hangendes und Liegendes gliedern.

F. KAHLER (1953) stellte die Magdalensberg-Serie im Nord-Osten von Klagenfurt auf. Er faßte darin eine paläozoische „höhere Diabasfolge und eine tiefere Tonschieferfolge“, die fließende Übergänge zu Phylliten zeigt, zusammen. Er stellt die ganzen phyllitischen Tonschiefer-, Phyllit- und Metadiabasvorkommen des nord-östlichen Klagenfurter Beckens zur Magdalensberg-Serie, außerdem bezieht er die Diabas-reiche Folge der St. Pauler Berge einschließlich der Stroina östlich von Bleiburg mit ein und stellt vergleichend Zusammenhänge mit dem Ebriacher Grünschieferzug, der Diabasschiefer-Folge im Weißenbachgebiet südlich Spittal und mit der Plenge-Fazies in den Karnischen Alpen her.

F. KAHLER vereinigte so das hangende „anchizonale“ Altpaläozoikum (H. SEELMEIER 1938, 1940) mit den liegenden schwach „epizonalen“ Phylliten, um damit zu dokumentieren, daß beide Teile nicht zwei grundsätzlich verschiedene Einheiten darstellen, wie es vorher durch die Gliederung in Altpaläozoikum und Altkristallin (R. SCHWINNER, 1951 S. 171)

TAB: 3		MAGDALENSBERG-SERIE			KAHLER 1953
ERZFÜHRENDE SERIE rostige Serizitschiefer mit Karbonat, Porphyrmaterial- gesteine, Magnetitquarzit, Kalkmarmore		GRAUE PHYLLIT-SERIE graue Phyllite, Serizitschiefer	MAGDALENSBERG-SERIE Diabasgesteine, Tonschiefer übergehend in Phyllite mit Diabasen		FRITSCH 1957
MURAUER KALKPHYLLITE Kalkphyllite bis Kohlenstoff- phyllite, Kieselschiefer MURAUER KALKE		METADIABAS-SERIE Diabasschiefer, Tonschiefer übergehend in Chlorit- Serizit-Quarz-Phyllite bis Arkoseschiefer		GREBENZENKALK	THURNER 1959
		SCHWACH METAMORPHE MAGDALENSBERG-SERIE Tuffite, Fruchtschiefer, Chlorit- schiefer, Metadiabase, Phyllite	MAGDALENSBERG-SERIE Tuffe, Diabase, Diabas- mandelsteine, Tonschiefer		KAHLER 1962
PORPHYROID-SERIE weiße Albitschiefer Chlorit-Albit-phyllite, Streifenphyllite = WANDELITZEN-SERIE in BECK-MANNAGETTA, 1954		TONSCHIEFER-SERIE Tonschiefer, Kalk-Chlorit-Schiefer, Kieselschiefer, Quarzporphyre = METADIABAS-SERIE in BECK-MANNAGETTA, 1959, 1960 Grünschiefer, Meta- diabase, Phyllite			BECK-MANNAGETTA 1963
SERIE DER CHLORIT-KALK-PHYLLITE Kalke, Kalkschiefer, Kalkphyllite, Chlorit- Kalkphyllite, karbonat- reiche Grünschiefer		SERIE DER PORPHYRSCHIEFER graue tonschiefrige Phyllite, Lagen von Porphyrschiefer = Albit-Serizit-Phyllite, Graphit-Phyllite bis -Quarzite			HÄJER 1965
WANDELITZEN-SERIE Chlorit-Albit-Schiefer, Serizit-Albit-Schiefer, Karbonatphyllite, Marmore, Quarzite, Phyllitflat- schenmarmor	HAIMBURG-TRIXENER MARMORE dunkler plattiger Marmor, heller massiger Marmor	BISCHOPBERG-SERIE phyllitische Tonschiefer, bis Phyllite, Grauwacken- lagen, grünliche tuffi- tische Schiefer	MAGDALENSBERG-SERIE violette, grüne Tuffe bis Tuffite, Diabase, Ton- schiefer	ALTPALÄOZOIKUM	THIEDIG 1966
		UNTERE MAGDALENSBERG-SERIE	OBERE MAGDALENSBERG-SERIE Quarzporphyr-Rest, Tonschiefer mit Kalk- u. Lyditlagen, Diabase, Tuffe, Tuffite, liegende Tonschiefer	ALTPALÄOZOIKUM	RIEHL-HEWIRTSCH 1966
PHYLLITGRUPPE SILURISCH-DEVONISCHE GESTEINS- GEMEINSCHAFT MEHRFACH MITEIN- ANDER VERSCHUPPT blaugrauer Bändermarmor, weißer Marmor, Phyllitflatschenmarmor, Graphitphyllit, karbonatische Phyllite, Metakieselschiefer, Metakeratophyr, "basische" Metavulkanite					KLEINSCHMIDT NEUGEBAUER 1968
		UNTERE MAGDALENSBERG-SERIE phyllitische Tonschiefer bis Phyllite, Metadiabase bis Grünschiefer			GROSDOPF 1969

angenommen wurde, sondern, daß sich beide nur auf Grund eines verschiedenen Metamorphosegrades unterscheiden.

Der untere, phyllitische Teil der Magdalensberg-Serie wurde von F. THIEDIG (1966) als selbständige Bischofberg-Serie abgetrennt. Nach der vorliegenden genaueren Kartierung sind an der Typlokalität, dem Bischofberg, sicher Lücken in der Schichtfolge vorhanden. Außerdem spricht einiges dafür, daß die Gesteine des Franken- und Töllerberges als stärker überprägte Äquivalente der Bischofberg-Serie im THIEDIGSchen Sinn auf oder über letztere geschoben sind (s. S. 262). Diese etwas höher metamorphen Gesteine sind am Bischofberg nicht vorhanden. Die Bischofberg-Serie wäre also entweder zu erweitern oder ausdrücklich auf die Gesteine der Bischofberg-Einheit zu begrenzen und eine Serienbezeichnung für die Gesteinsgemeinschaft der Franken- und der Töllerberg-Draueinheit einzuführen.

Ich halte es dagegen für richtig, die Bischofberg-Serie fallenzulassen, und bezeichne die Abfolge zwischen den „anchizonalen“ Magmatiten des Magdalensberg-Christofberg-Zuges (Magdalensberg-Serie im älteren Sinn, Bearbeiter G. RIEHL-HERWIRSCH, 1966; N. MITSCH, 1967) und den Haimburg-Trixener Marmoren im Liegenden als „Untere Magdalensberg-Serie“.

Die „anchizonalen“ Magmatite des Magdalensberg-Christofberg-Zuges und die Hangenden Tonschiefer RIEHL-HERWIRSCHS (1965, 1966) wären dann als Obere Magdalensberg-Serie zu bezeichnen. Für eine Trennung in Obere und Untere Magdalensberg-Serie spricht sich auch G. RIEHL-HERWIRSCH (1966) aus, er diskutiert vor allem auch die Grenzziehung gegen das Hangende. Die hier vorgeschlagene Aufspaltung entspricht etwa dem, was F. KAHLER schon bei der Aufstellung der Magdalensberg-Serie mit einem oberen Diabas-reichen und einem unteren Tonschiefer-reichen Teil angedeutet hat. Die Gliederung in Magdalensberg-Serie und schwach metamorphe Magdalensberg-Serie (F. KAHLER, 1962) enthält m. E. schon die Deutung einer Wiederholung und dies ist, wie unten zu zeigen ist, bis jetzt nicht sicher nachzuweisen (s. S. 267).

X. 1 Die tektonische Stellung der Unteren zur Oberen Magdalensberg-Serie

Bevor das Alter der bearbeiteten Schichtfolge näher eingengt werden kann, soll die tektonische Stellung der Unteren zur Oberen Magdalensberg-Serie diskutiert werden. Anders ausgedrückt heißt die Frage: Entsprechen sich Obere und Untere Magdalensberg-Serie in ihrer Altersstellung, wie es R. SCHÖNENBERG (1967) für wahrscheinlich hält, und wie es F. KAHLER (1962)¹⁾ mit der Einführung einer schwach metamorphen Magdalensberg-Serie annimmt; sind also gleich alte Einheiten deckenartig übereinander geschoben und von einer nach unten zunehmenden

¹⁾ In der Legende zur „Geologischen Karte der Umgebung von Klagenfurt“ sind Tuffe, Diabase, Diabasmandelsteine und Tonschiefer der Magdalensberg-Serie einerseits den Tuffiten, Fruchtschiefern, Chloritschiefern, Metadiabasen und Phylliten der leicht metamorphen Magdalensberg-Serie andererseits gegenübergestellt.

den Metamorphose betroffen worden, oder spiegelt das Bild der schwachen Metamorphosezunahme ein primäres Übereinander von Unterer und Oberer Magdalensberg-Serie wieder?

Der primäre Schichtbestand (das Edukt) beider Teile der Magdalensberg-Serie kann bei der vorliegenden schwachen Metamorphose recht gut verglichen werden.

In der Oberen Magdalensberg-Serie herrschen die vulkanischen Gesteine vor. Die Untere Magdalensberg-Serie wird im Gegensatz dazu hauptsächlich aus klastischen Gesteinen aufgebaut. Die Abkömmlinge vulkanischer Gesteine sind nur geringmächtige, häufig linsenartige, Einschaltungen.

R. SCHÖNENBERG(1967) setzt die Metadiabase und -Tuffe der Unteren Magdalensberg-Serie mit den Diabasen und Tuffen der Oberen Magdalensberg-Serie gleich, außerdem vergleicht er die hellen vulkanogenen Gesteine der Unteren Magdalensberg-Serie, die meist im Hangenden der Metabasite vorkommen, mit einem Quarzporphyrniveau in den höchsten Teilen der Oberen Magdalensberg-Serie (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, 1966 G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966) und mit den Porphyroiden des Seeberger Paläozoikums in den Karawanken.

Die hellen Tuffe des bearbeiteten Gebiets sind teilweise makroskopisch von Porphyroiden des Seeberger Gebiets nicht zu unterscheiden. U. d. M. sind jedoch recht beträchtliche Unterschiede vorhanden, die eine Verwandtschaft mit einem Quarzporphyrvulkanismus recht unsicher werden lassen (Fehlen von sicher primärem Quarz, Sphärolithen usw.). Eher läßt sich eine Verbindung zu den Keratophyren sehen, die G. RIEHL-HERWIRSCH (1966) im Zusammenhang mit den basischen Vulkaniten beobachtet hat. Diese Fragen dürften durch chemische Untersuchungen, die in Angriff genommen sind, beantwortet werden.

Auch bei den klastischen Gesteinen bestehen neben der unterschiedlichen Häufigkeit noch weitere Unterschiede. So sind zum Beispiel von den neueren Bearbeitern der Oberen Magdalensberg-Serie bis jetzt nirgends mächtige klastische Gesteine festgestellt worden, die etwa denen in den tieferen Teilen der Unteren Magdalensberg-Serie entsprechen würden, also den „quarzitischen Metagrauwacken bis Quarziten“, den „graphitischen Phylliten“ oder den „karbonatischen Albitphylliten“. Außerdem fehlen in der Unteren Magdalensberg-Serie Kalk- und Lydit-Linsen, die in den höchsten Teilen der Oberen Magdalensberg-Serie vorkommen (G. RIEHL-HERWIRSCH, 1965, 1966; E. STREHL, 1962).

Als Angelpunkt für die Gleichstellung der beiden „Teilerien“ werden die basischen Magmatite angesehen. Auf der einen Seite würde die Abfolge der Oberen Magdalensberg-Serie im Hangenden der basischen Magmatite bis zu einem Niveau mit Lydit- und Kalklinsen und Quarzporphyr reichen und dieses müßte in der Unteren Magdalensberg-Serie primär fehlen, oder die Abfolge der Unteren Magdalensberg-Serie müßte unterhalb dieses Quarzporphyr-Lydit-Kalk-Niveaus gekappt sein. Auf der anderen Seite würde aber die Untere Magdalensberg-Serie weiter als die Obere ins Liegende der basischen Magmatite reichen, nämlich bis zu den graphitischen Phylliten und den karbonatischen Albit-Phylliten.

Es muß offen bleiben, ob die Abweichungen im Gesteinsbestand der beiden „Teilerien“ einerseits durch Faziesdifferenzierungen erklärt werden können, wie sie neuerdings J. ROLSER (1968) im Silur der Karawanken erkannt hat und außerdem durch verschiedene „stratigraphische Reichweite“ der Teilerien (s. oben), oder ob andererseits die Untere und die

Oberer Magdalensberg-Serie primär übereinander abgelagert worden sind. Letzteres würde bedeuten, daß der schwach ausgeprägte Magmatismus der Unteren Magdalensberg-Serie ein Vorläufer des viel stärkeren der Oberen Magdalensberg-Serie ist.

An einem Übereinander der beiden Teilerien während der Metamorphose ist nicht zu zweifeln. Das beweist die Metamorphosezunahme, die, so weit erkennbar, völlig kontinuierlich vor sich geht. Außerdem spricht dafür auch der störungsfreie Übergang von Oberer Magdalensberg-Serie zu Metadiabasen der Unteren Magdalensberg-Serie im Gebiet des Muraunbergs bei St. Veit/Glan (freundl. mündl. Mitteil. N. MITSCH, Wien). Eine nachmetamorphe Überschiebungstektonik müßte sich auch durch nicht rekristallisierte Überschiebungsbahnen und Rekurrenzen oder Sprünge in der metamorphen Abfolge erkennen lassen. Beides konnte jedoch bis jetzt nicht festgestellt werden.

XI. ZUR ALTERSSTELLUNG

XI. 1 Bisherige Datierungen im Kärntner Paläozoikum

In den letzten Jahren konnten insbesondere durch Untersuchungen auf Conodonten mehrere genauere Einstufungen des Paläozoikums in Kärnten vorgenommen werden. Zum Beispiel ergaben sich im Gebiet von Klein St. Paul und Eberstein am West-Rand der Saualpe (E. STREHL, 1962) einige sichere Datierungen und damit Anhaltspunkte für das Alter der Magdalensberg-Serie im Liegenden dieser datierten Schichten. Als jüngstes gefaltetes Paläozoikum sind dort Kalke des Oberdevon I erhalten (Oberdevon II β wurde westlich davon bei Althofen im Krappfeld nachgewiesen, E. CLAR et al., 1963), die ältesten Kalklinsen sind ins obere Llandovery bis Wenlock (Conodonten-Bereich II/III nach O. H. WALLISER, 1964) zu stellen. Diese datierten Schichtglieder werden von „anchimetamorphen“ Tonschiefern und basischen vulkanogenen Gesteinen der Oberen Magdalensberg-Serie unterlagert, ihr Hangendes wird von nachvariscischem Deckgebirge gebildet; sie liegen zwischen Störungen direkt neben „epibis mesozonalem“ Saualpen-Kristallin.

Der Nachweis von Unterludlow, der F. WURM in der süd-östlichen Saualpe in einer Kalklinse in oder im Hangenden der Oberen Magdalensberg-Serie gelang (G. KLEINSCHMIDT & F. WURM, 1966) ergänzt die obengenannten Ergebnisse. Im Liegenden sind dort ebenfalls basische Metatuffe und -Vulkanite verbreitet, außerdem wurden in der Nähe kleinere Vorkommen von Quarzporphyr festgestellt.

Inzwischen konnten auch die karbonatischen Tuffe der Oberen Magdalensberg-Serie durch Conodonten datiert werden (briefl. Mitteil. von G. RIEHL-HERWIRSCH, siehe auch den Beitrag G. RIEHL-HERWIRSCH & A. MOSTLER in diesem Heft). Es ergab sich Caradoc- bis Ashgill-Alter, das bestätigt die Einordnung des basischen Vulkanismus der Oberen Magdalensberg-Serie im Liegenden des Silurs und auch die bisherige Parallelisierung der einzelnen isolierten Vorkommen von Oberer Magdalensberg-Serie.

Für die erheblich stärker metamorphen Karbonatgesteine der Phyllitgruppe konnten G. KLEINSCHMIDT (1966) durch Crinoiden und J. NEUGEBAUER (1968) durch den Fund eines Brachiopoden (U.-Ordnung Spiriferidina) ein silurisch-devonisches Alter nachweisen. Daraus muß geschlossen werden, daß die schon seit längerer Zeit vermuteten Schichtwiederholungen (E. CLAR et al. 1963; R. SCHÖNENBERG, 1967; u. a.) im Bereich zwischen „anchimetamorphem“ Paläozoikum und der Phyllitgruppe tatsächlich vorhanden sind. J. NEUGEBAUER konnte außerdem, wie schon erwähnt, in der süd-westlichen Saualpe mehrere Decken-artige Verschuppungen der silurisch-devonischen Karbonatgesteine und der intermediären und basischen Metavulkanite beweisen.

XI. 2 Neue Fossilfunde

Ein Fortschritt in der Aufhellung der Altersstellung des bearbeiteten Gebietes erschien besonders wünschenswert, da es sich in seinem Gesteinsinhalt wesentlich von den bisher datierten paläozoischen Schichtfolgen unterscheidet. Makrofossilien waren auf Grund der Fazies der Edukte von vornherein kaum zu erwarten, sind doch auch in völlig unmetamorphen feinklastischen Gesteinen dieser Art kaum Makrofossilien zu finden. Eine intensive Conodontensuche war leider ebenfalls erfolglos.

Es wurden über 20 Proben aus den karbonatischen Albitphylliten und den karbonatführenden Metatuffen aufgelöst. Die metamorphe Umkristallisation dürfte die Conodonten, falls überhaupt welche vorhanden waren, völlig zerstört haben. Auch in den Tonschiefern ließ sich sowohl bei der Betrachtung im Bino-kular als auch bei der mikroskopischen Untersuchung der Schiffe kein Hinweis auf Conodonten finden.

Um Conodonten zu gewinnen, wurden auch die in der Literatur angegebenen Kalkvorkommen der Unteren Magdalensberg-Serie in der Umgebung aufgesucht. Die von P. BECK-MANNAGETTA (1954, S. 23) erwähnten Bänderkalke am Weinberg östlich Völkermarkt konnten nicht aufgefunden werden. Das von F. KAHLER (1953, S. 25; 1962) östlich Grafenstein angegebene Marmorvorkommen ist sicher anthropogen.

Als letzte Möglichkeit blieb nur noch die Suche nach Resten, die in organischer Substanz erhalten sind und die die vollständige Auflösung der einschließenden Sand-Ton-Abkömmlinge überstehen konnten.

Es wurden über 30 Proben in Flußsäure aufgelöst. Das Ergebnis war eine bestimmbare Form aus der Gruppe der Acritarcha („Hystrichosphaeridae“)¹⁾, eine sichere Chitinozoe, mehrere fragliche Bruchstücke und unsichere organische Reste.

Hystrichosphaerideen, die etwa der abgebildeten entsprechen (Abb. 19), werden einerseits aus dem Ordovizium bis Devon, andererseits aus Perm und Trias beschrieben.

Nachoberkarbone Formen scheiden von vornherein aus, da wie oben erwähnt, unmetamorphes Westfal/Stephan diskordant über gefalteter und schwach metamorpher Magdalensberg-Serie liegt.

Die Hystrichosphaeridee wurde aus einem dunkelgrauen, schwach feinsandigen phyllitischen Tonschiefer herausgelöst, der eine mehr oder weniger intensive,

¹⁾ Dieses sichere „Hystrichosphaerideen“-Exemplar verdanke ich Herrn F. ELSTNER vom Mikrolabor der Gewerkschaft Elwerath, Hannover, der freundlicherweise 5 Proben aus dem Gebiet bearbeitete.

engständige Lineation, kräftige Schieferung und einen schwachen phyllitischen Schimmer aufweist. Die Lokalität ist: Straßenanschnitt 600 m südwestlich St. Filippen, Tonschiefer der Unteren Magdalensberg-Serie am Fuß des Christofbergs.

Die Form wird als

Veryhachium cf. trispinosum EIS. bestimmt.

Eine offene Namengebung ist angezeigt, da bei dem vorliegenden Erhaltungszustand nicht mit völliger Sicherheit ausgeschlossen werden kann, daß ursprünglich mehr als drei Anhänge vorhanden waren.

Veryhachium trispinosum wird von Ordovizium bis zum Devon beschrieben, ist aber anscheinend besonders im Ordovizium verbreitet (A. EISENACK, 1939; J. DEUNFF, 1958; F. MARTIN, 1965).

Der Chitinozoen-Fund stammt aus einem feinsandigen kräftig gefalteten und geschieferten mittelgrauen phyllitischen Tonschiefer (Bachriß 650 m NW St. Michael, direkt E der Gurk). Als Einzelfund kann diese Chitinozoe (Abb. 20) leider noch weniger aussagen als das erwähnte *Veryhachium*. Die Form ist wohl in die Nähe der *Lagenochitina* EIS. zu stellen, mehr läßt sich jedoch über dieses wenig charakteristische Stück nicht aussagen.

Eine Chance, weitere organisch erhaltene Mikrofossilien zu finden, besteht vor allem bei völlig frischen unverwitterten Proben. In Material, das einige Zeit der Verwitterung ausgesetzt war, sind die organischen Fossilreste durch die Verwitterungslösungen oxydiert und zerstört. Dies ist auch ein Grund für den geringen Erfolg der Fossil suche. Außerdem dürfte die bearbeitete Schichtfolge schon primär arm an Fossilien gewesen sein und ein großer Teil dieser wenigen Reste wird auch von der Durchbewegung und der schwachen Metamorphose zerstört worden sein.

XI. 3 Vergleich mit sicher datierten altpaläozoischen Gebieten

Im ostalpinen Altpaläozoikum scheinen unterhalb einer kalkigen bis kalkig-tonigen Entwicklung des Silur-Devons mächtigere klastische Gesteine mit basischem und intermediärem bis saurem Vulkanismus vergesellschaftet aufzutreten.

Das trifft sicher zu für das Gebiet von Klein St. Paul am Westrand der Saualpe (E. STREHL, 1962; s. oben), und es konnte auch für die südliche Saualpe wahrscheinlich gemacht werden (G. KLEINSCHMIDT, 1966, 1968; J. NEUGEBAUER, 1968), wo die silurisch-devonische Karbonatgruppe von intermediären Vulkaniten (Metakeratophyren) und diese wiederum von basischen Vulkanitabkömmlingen unterlagert wird. Für die tiefere Phyllit- und Glimmerschiefer-Gruppe vermutet G. KLEINSCHMIDT (1968) ordovizisches Alter.

Im Seeberger Aufbruch in den Karawanken wurde ebenfalls eine teilweise kalkige Entwicklung des Silurs und Devons (J. ROLSER, 1968; R. SCHULZE, 1968) nachgewiesen. J. ROLSER stellte eine vom Liegenden her bis ins unterste Llandovery reichende intermediäre vulkanische Aktivität fest.

Durchaus entsprechende Verhältnisse finden sich in der nördlichen Grauwackenzone, wo G. FLAJS (1967) den „Porphyroid“ von Eisenerz (Blasseneck-Porphyroid) „auf den Zeitraum zwischen oberem Ordovizium und oberem Llandovery beschränken“ konnte. Für das Hangende wies er eine teilweise kalkige Entwicklung bis zum Oberdevon nach. A. MOSTLER

(1968) konnte im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone im Liegenden einer kalkig-tonigen Entwicklung intermediäre bis saure Vulkanite an der Wende Ordovizium/Silur einstuft; diese Porphyroide werden wiederum von basischen Magmatiten unterlagert, die er zum Großteil ins Ordovizium und in den „selteneren Fällen“ ins allertiefste Silur stellt.

Den „Porphyroid“ bezeichnete R. SCHÖNENBERG (1967) als „roten Faden“ im ostalpinen Paläozoikum. Er parallelisierte mit der Abfolge basischer Vulkanismus — saurer bis intermediärer Vulkanismus — Kalke eine altpaläozoische Profilreihe von den Karawanken bis zur nördlichen Grauwackenzone und machte tektonische Überlagerungen wahrscheinlich.

Weiter nach Westen ausgreifend lassen sich die bearbeiteten Gesteine recht gut mit dem Ordovizium („Untersilur“) der Karnischen Alpen vergleichen, insbesondere mit der fossileren Plengefazies im Liegenden des Silurs, die klastische Gesteine mit Porphyroiden, Chloritschiefern und Metadiabasen umfaßt (v. GAERTNER, 1931; F. HERITSCH, 1943 S. 19).

Auch in Bayern (A. WURM, 1961) und im Barrandium (J. SVOBODA et al., 1966) ist im Liegenden der hauptsächlich kalkigen Entwicklung des Silurs eine sandig-tonige Folge mit Einschaltungen von basischen Vulkaniten ausgebildet.

In dieses schon seit längerer Zeit bekannte Bild können die beiden oben erwähnten Fossilfunde widerspruchlos eingefügt werden.

Die bearbeitete Untere Magdalensberg-Serie kann nun sicher in die altpaläozoische Geosynklinale eingefügt werden. Die bisherigen Vermutungen über das Alter der Magdalensberg-Serie können gestützt werden.

XII. Literaturverzeichnis

- ADLER, R., FENCHEL, W. u. PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik II. Das SCHMIDT'sche Netz und seine Anwendung im Bereich des makroskopischen Gefüges. — 11 S., Clausthal-Zellerfeld 1961.
- ALBEE, A. L.: Relationships between the mineral association, chemical compositions and physical properties of the chlorite series. — *Amer. Mineralogist* **47**, 851—870, Menasha 1962.
- ANDREATTA, C.: Betrachtungen über die Unwahrscheinlichkeit stabiler Gleichgewichte bei der Gesteinsmetamorphose. — *Geol. Rdsch.* **50**, 190—192, Stuttgart 1960.
- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. — *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.* **67**, 36—52, Graz 1930.
- Diabase und deren Abkömmlinge in den Österreichischen Ostalpen. — *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.* **69**, 5—24, Graz 1932.
- AUBOUIN, J.: Geosynklines. *Developments in Geotektonics I.* — 335 S. Elsevier, Amsterdam, London, New York 1965.
- BAILEY, E. H. & STEVENS, R. E.: Selective staining of K-Feldspar and Pagioclase on rock slabs and thin sections. — *Amer. Mineralogist* **45**, 1020—1025, Menasha 1960.
- BECK, H.: Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253) und

- Blatt Unterdrauburg (5354). — Verh. geol. Bundesanst. 1928, 28—36, Wien 1928.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). — Verh. geol. Bundesanst. 1954, 21—27, Wien 1954 (a)
- Geologische Übersichtskarte 1 : 100 000 Bezirk Völkermarkt. — Klagenfurt 1954. (b)
- Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. Wien **102**, 313—352, Wien 1959.
- Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). — Verh. geol. Bundesanst. 1963 109—127, Wien 1963.
- BOBEK, H.: Der Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. **101**, 3—36, Wien 1959.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits. — 168 S. Elsevier, Amsterdam, London, New York 1962.
- BREDDIN, H.: Die Milchquarzgänge des Rheinischen Schiefergebirges, eine Nebenerscheinung der Druckschieferung. — Geol. Rdsch. **21**, 367—388, Berlin 1930.
- Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges. **106**, 227—305, Hannover 1954.
- CLAR, E.: Über die Verbiegung von Faltenachsen. Karinthin, **22**, 225—230, Knappenberg (Kärnten) 1953.
- Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite. — Carinthia II, 20. Sonderh., ANGEL-Festschr., 22—31, Klagenfurt 1956.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. — Carinthia II, **73 (153)**, 23—51, Klagenfurt 1963.
- DIETRICH, V.: Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). — Geol. Rdsch. **57**, 246—264, Stuttgart 1967.
- DIETZ, R. S., EMERY, K. O. & SHEPARD, F. P.: Posphorite deposits on the sea floor off southern California. — Bull. Geol. Soc. America, **53**, 815—848, New York 1942.
- DEUNFF, J.: Microorganismes planctoniques (Hystrichosphères) dans le Dévonien du Massif armoricain. — Soc. Géol. Fr., C. R. Somm. no. 11, 1954, 239—242, Paris 1954.
- Veryhachium, genre nouveau d'Hystrichosphères du Primaire. — Soc. Géol. Fr., C. R. Somm., no. 13, 1954, 305—306, Paris 1954.
- Microorganismes planctoniques du Primaire armoricain I. Ordovicien du Veryhac'H (Presqu'île de Crozon). — Soc. Géol. Min. Bretagne, Bull., Nouv. Sér. **2**, 1—41, 1958.
- DOWNIE, C.: Hystrichosphères from the silurian wenlock shale of England. — Paeontology vol. **2**, 1959, 56—71, London 1959.
- & SARJEANT, E.: Bibliography and Index of Fossil Dinoflagellates and Acritarchs. — Geol. Soc. America, Mem. **94**, New York 1964.
- EINSELE, G.: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon. — Abh. Hess. L.-Amt. Bodenforsch. **43**. 60 S. ., Wiesbaden 1963.

- EISENACK, A.: Hystrichosphaerideen und verwandte Formen im baltischen Silur. — Z. Geschiebeforsch. u. Flachlandgeol. **14**, 1—30, Leipzig 1938.
- Chitinozoen und Hystrichosphaerideen im Ordovizium des rheinischen Schiefergebirges. — Senckenberg. **21**, 135—152, Frankfurt 1939.
- EISENACK, A.: Hystrichosphären. — Biological reviews **38**, 107—139, Cambridge 1963.
- ENGELHARDT, W. v.: Der Porenraum der Sedimente. — 207 S., Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1960.
- EXNER, C.: Einführung in die Geologie von Österreich. — In: BECKMANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H., u. PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1 : 1 000 000 von Österreich. — Wien 1966.
- FISHER, R. V.: Rocks composed of volcanic Fragments and their Classification. — Earth-Science-Reviews **1**, 287—298, Amsterdam 1966.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 1966, 157—212, Wien 1967.
- FLÜGEL, H.: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. naturwiss. Ver. Stmk. **88**, 51—78, Graz 1959.
- Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien **56**, 401—443, Wien 1963.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, 15. Sonderh., Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern. S. 30—58, Heidelberg 1966.
- FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. — IV., Teil 1, Mikroskopie der Gesteine. — 796 (LIV) S., Umschau, Frankfurt/M. 1955.
- FRITSCH, W.: Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Karinthin 34/35, 211—217, Knappenberg (Kärnten) 1957.
- MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, **70 (150)**, H. 1, 7—28, Klagenfurt 1960.
- Zur Nomenklatur der Görttschitztaler Störungszone. — Carinthia II, **73 (153)**, 52—57, Klagenfurt 1963.
- Zum Einteilungsprinzip der Gesteine nach dem Umwandlungsgrad mit besonderer Berücksichtigung der Anchimetamorphose. — N. Jb. Mineral. Abh. **105**, H. 2, 111—132, Stuttgart 1966.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle **12**, Nr. 8, 605—613, Hamburg 1959.
- GROSS, K.: Die Präparation von Sporen aus devonischen Tonschiefern und anderen Gesteinen. — N. Jb. Min. Geol. Pal. Mh. Abt. B, **1945—1948**, 49—53, Stuttgart 1948.
- HABERFELLNER, E.: Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. — Cbl. Min. Geol. Paläont. Abt. B, 395—408, Stuttgart, 1936.

- HAJEK, H.: In FRITSCH, W. u. HAJEK, H.: Zu Geologie des Gerlitzenstockes. — *Carinthia II*, **75** (155), 7—29 Klagenfurt 1965.
- HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erdkrinde. — *Ber. Oberhess. Ges. Naturwiss. u. Heilkunde, Gießen, naturwiss. Abt.*, **12**, 11—17 u. 30—39, Gießen 1929.
- HENTSCHEL, H.: „Weilburgit“ und „Schalstein“. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **104**, 257—259, Hannover 1952.
— Basischer Magmatismus in der Geosynklinale. — *Geol. Rdsch.* **50**, 33—45, Stuttgart 1960.
— Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. — *N. Jb. Mineral., Abh.* **96**, 305—317, Stuttgart 1961.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. — Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. — Bd. 1, 681 S., Berlin 1943.
- HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. — *Sitz. Ber. kaiserl. Akad. Wiss., Math.-nat. Cl.*, **103**, Abt. I, 467—487, Wien 1894.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — *Geol. Rdsch.* **45**, 247—283, Stuttgart 1956.
- HUCKENHOLZ, H. G.: A contribution to the classification of Sandstones. — *Geol. Fören. Förhandl.* **85**, 156—172, Stockholm 1963.
- JEKHOWSKY, B. de: Sur quelques hystrichosphères permo-triasiques d'Europe et d'Afrique. — *Revue de Micropaléontologie* **3**, no. 4, 205—212, Paris 1961.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — *Carinthia II*, 16. Sonderh., 78 S. Klagenfurt 1953.
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. — Teil I. 142 S., Clausthal 1964.
- KINDLE, E. M.: Diagnostic characteristics of marine clastics. — *Bull. Geol. Soc. America* **28**, 905—916, New York 1917.
- KLEINSCHMIDT, G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe/Kärnten. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1966**, 707—716, Stuttgart 1966.
— Der geologische Aufbau der südlichen Saualpe in Kärnten im Grenzbereich von Phyllit- und Glimmerschiefergruppe. — *Diss. Tübingen* 1968.
— & WURM, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), X. Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. — *Carinthia II*, **76**, (156), 108—140, Klagenfurt 1966.
- KRUFT, L.: Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilur und die Verbreitung des Phosphorits im Altpaläozoikum Europas. — *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. bd.* **25**, 1—65, Stuttgart 1902.
- LIPOLD, V. M.: Übergangs- und Grauwackenschiefer im nordöstlichen Kärnten. — *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* **6**, 194—195, Wien 1855.
— Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. — *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* **7**, 332—345, Wien 1856.

- LODEMANN, W.: Geologie und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. N. Jb. Mineral., Abh. **104**, 283—315, Stuttgart 1966. (a)
- Durchbewegung und Metamorphose in den zentralen Ostalpen. 1. Bewegungsspuren an Porphyroblasten des Saualpen-Kristallins (Ostkärnten). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1966**, 338—352, Stuttgart 1966. (b)
- MARTIN, F.: Les acritarchs du sondage de la brasserie Lust à Kartrijk (Courtai) (Silurien Belge). — Extr. Bull. Soc. Belge Géol. **74**, 1—47, Brüssel 1966.
- METZ, K.: Lehrbuch der Tektonischen Geologie. — 357 S., 2. Aufl., Enke, Stuttgart 1967.
- MILLER, T. H.: Techniques for processing and photographing Chitinozoans. — Univ. Kansas Paleont. Contrib. **21**, 1—10, 1967.
- MOSTLER, A.: Das Silur im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18**, 1967, 89—150, Wien 1968.
- MURBAN, K.: Brachiopoden aus dem Karadoc vom Christophberg bei Pischeldorf (Mittelkärnten, NW-Teil des Blattes Völkermarkt). — Anzeiger Akad. Wiss. Math.-nat. Kl. I, **75**, 60—61, Wien 1938.
- NEUGEBAUER, J.: Altpaläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphoseablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin. — Diss. Tübingen 1968.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 718 S., 2. Aufl., Harper & Brothers, New York 1957.
- PILGER, A.: Derzeitiger Stand der geologischen Neukartierung des Siegerlandes. — Geol. Jb. **69**, 27—52, Hannover 1954.
- & WEISSENBACH, N.: Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. — Verh. geol. Bundesanst. Sonderh. **6**, 191—198, Wien 1965; und Z. deutsch. geol. Ges. **116**, 447—544, Hannover 1965.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. k. k. geol. Reichsanst. **55**, 327—348, Wien 1905.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges) Kärnten-Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14—15**, 229—266, Wien 1965.
- Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg/Kärnten. — Diss. Wien 1966.
- RITTMANN, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. — 335 S., 2. Aufl., Enke, Stuttgart 1960.
- ROLSER, J.: Über stratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögern, Karawanken. — Karinthin **59**, 53—56, Knappenberg (Kärnten) 1968.
- RÖSLER, H. J.: Zur Petrographie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. — Freiburger Forsch. H., **C 92**, 275 S., Berlin 1960.
- ROSENBUSCH, H., OSANN, A.: Elemente der Gesteinslehre. — 371 S., Schweizerbart, Stuttgart 1923.

- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Teil 1, 215 S., Springer, Wien, Innsbruck 1948.
- SANDERS, J. E.: Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. — In: MIDDLETON, G. V. ed.: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. — Soc. Econom. Paleontol. & Mineralogists, Spec. Publ. 12, Tulsa Oklahoma 1965.
- SCHERP, A.: Über die Anchimetamorphose der Diabase von Ramsbeck im Sauerland. — N. Jb. Mineral., Abh. **91**, 379—420, Stuttgart 1957.
- Die Petrographie der paläozoischen Sandsteine in der Bohrung Münsterland 1 und ihre Diagenese in Abhängigkeit von der Teufe. — Forsch. Geol. Rheinl. Westf., **11**, 257—282, Krefeld 1963.
- SCHOLTZ, H.: Faltung und Schieferung im Ostsauerländer Hauptsattel. — Cbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt B, **1932**, 321—355, Stuttgart 1932.
- SCHROEDER, E.: Beiträge zur Schieferungsgebirgstektonik in Ostthüringen. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol., Jahrg. **1965**, Nr. 4, 92 S., Berlin 1966.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Conodontenstratigraphie und Tektonik des Seebergsattels (Paläozoikum, Karawanken). — MAX-Richter-Festschr., 29—34, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken—Klagenfurter Becken—Sausalpenkristallin). — Geol. Rdsch. **56**, 473—480, Stuttgart 1967.
- SCHÜLLER, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — N. Jb. Miner., Abh. **96**, 250—290, Stuttgart 1961.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **130**, 133—245, Stuttgart 1968.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. — 810 S., Deutike, Wien 1951.
- SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. I, **75**, 1—4, Wien 1938.
- Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christophberges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. — Z. deutsch. geol. Ges. **92**, 430—441, Berlin 1940.
- SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. — 507 S., Mc Graw-Hill, New York, Toronto, London 1948.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Sausalpen-Kristallins (Kärnten), IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Carinthia II, **72 (152)**, 46—74, Klagenfurt 1962.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia I. — **668 S.** Czechoslovak. Acad. Sci., Prag 1966.
- SYMPOSION: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Mineral., Mh. **1962**, 163—172, Stuttgart 1962.

- TAUGEOURDEAU, P., BOUCHÉ, P., COMBAZ, A.: Microfossils organiques du Paléozoïque, P. 2, Les Chitinozoaires. — Editions du centre national de la Recherche scientifique.
- TERRY, R. D. & CHILINGAR, G. V.: Summary of concerning some additional aids in studying sedimentary formations by M. S. SHVETSOV. — *J. Sed. Petr.* **25**, 3, 229—234, Oklahoma 1955.
- TESSENHORN, F.: Unterkarbon-Flysch und Auernig-Oberkarbon in Trögern, Karawanken, Österreich. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* **1968**, 100—121, Stuttgart 1968.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. „Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII“. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* **16**, 5—70, Wien 1966.
- Hydrogeologische Beobachtungen im östlichen Klagenfurter Becken. — *Mitt. Geol. Bergbaustud.* **17**, 197—204, Wien 1967.
- TURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1 : 50 000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. — 105 S., Geol. Bundesanst. Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Deuticke, Wien 1963.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Ein Nomenklaturkompendium. — 360 S., Berlin 1935.
- Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 1, Bestimmungstabellen. — 3. Aufl. 147 S., Schweizerbart, Stuttgart 1959.
- Teil 2, Textband. — 1. Aufl. 822 S., Schweizerbart, Stuttgart 1967.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and metamorphic petrology. — 3. ed. 694 S., Mc Graw-Hill, New York 1960.
- TWENHOFEL, W. H.: Treatise on sedimentation. — 2. ed. vol 1, 2, New York 1961.
- VUAGNAT, M.: Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. — Ref. von K. R. MEHNERT, *Zentralbl. Min. Geol. Pal.* **1949**, 298—300, Stuttgart 1949.
- Variolites et spilites, comparsion entre quelques pillow-lavas britanniques et alpines. — *Archive scienc. éd. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*, **2**, 221—236, Genève 1949.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — *Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch.* **41**, 106 S., Wiesbaden 1964.
- WALTON, E. K.: Limitations of graded bedding and alternative criteria of upward sequence in the rocks of the southern uplands. — *Transact. Edinburgh Geol. Soc.* **16**, 263—271, Edinburgh 1956.
- WASTERNAK, J.: Tektonische Untersuchungen in der Phyllithülle des sächsischen Erzgebirges. — *Geologie* **7**, 484—493, Berlin 1958.
- WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelbereich der Saualpe. — *Carinthia II*, **73 (153)**, 5—23, Klagenfurt 1963.
- WENTWORTH, C. K. & WILLIAMS, H.: The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — *Bull. Nat. Research Council*, **89**, 19—53, Washington 1932.

- WINKLER, H. G. F.: Das T-P-Feld der Diagenese und niedrigtem-perierten Metamorphose aufgrund von Mineralreaktionen. — Beitr. Miner. Petr. **10**, 7—93, Heidelberg 1964.
- Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl. 237 S., Springer, Berlin, Heidelberg, New York 1967.
- Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmetamorphose. — Geol. Rdsch. **57**, 1002—1019, Stuttgart 1968.
- WURM, A.: Geologie von Bayern. Frankenwald, Münchberger Gneissmasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. — 555 S. Bornträger, Berlin 1961.
- WURM, F.: Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe in Kärnten. Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), XI. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **18**, 151—206, Wien 1968.

Abbildungserläuterungen

Abb. 1: Übersichtskarte der Umgebung des Arbeitsgebietes und Lageskizze (letztere nach C. EXNER, 1966, verändert).

Abb. 2: Erläuterung ist auf der Abbildung

Abb. 3: Als Variolen gedeutete runde, radial struierte Bildungen im abgeschreckten Randbereich eines Metadiabases. C-d 46 Nicols //, Vergr. 18-fach.

Abb. 4: „Lappig“ ausgebildete Ilmenomagnetit-Kristalle und Ilmenomagnetit-Skelett mit körneliger Leukoxenfüllung; schräg durch verzwilligten Albit spießender Klinozoisit (Pfeil). D-d 94 Nicols schräg gekr., Vergr. 110-fach.

Abb. 5: Braune Hornblende orientiert von farblosem Grammatit umwachsen; im hellgrauen schmalen Saum Umwandlung der braunen Hornblende zu kräftig grünem Aktinolith (Pfeile). F-d 13 Nicols parallel, Vergr. 200-fach.

Abb. 6: Chloritflatschentuff (B geschnitten) mit einzelnen durchziehenden Feintufflagen, größeren und kleineren stark ausgelängten Lapilli. Großer dunkler Auswürfling an der rechten Seite in mehrere Enden ausgeschwänzt. D-c 105

Abb. 7: Feinkörnige die Schichtung diskordant durchschlagende Zone. Erläuterung im Text. B-c 13

Abb. 8: Erläuterung ist auf der Abbildung

Abb. 9: Braunverwitternder phyllitischer Tonschiefer mit einzelnen Pyritidioblasten. Brauneisen sowohl auf ss als auch auf sf infiltriert. Eine deutliche Brechung der Schieferung ist in den sandreicheren Lagen festzustellen. B-c 53 Nicols // Vergr. 3-fach.

Abb. 10: Phosphorit-„geröll“ und sich auflösender Phosphoritfetzen in einer liegenden Metagrauwacke. C-b 57 d Nicols schwach gekr., Verg. 45-fach

Abb. 11: Intensiv verfalteter Quarzmobilisat-durchtränkter Phyllit. Die ss-parallel Quarzlagen sind durch die Verwitterung herauspräpariert. E-e 63

Abb. 12: Zerschieferung einer Sandschicht in einer tonigeren Partie der Quarzmobilisat-durchtränkten Phyllite. Auflösung von Quarz und dadurch Anreicherung von Serizit, Chlorit und Pigment an den Schieferungsbahnen. E-f 3 Nicols, Vergr. 6-fach

Abb. 13: Feinkörniger, makroskopisch völlig homogener phyllitischer Tonschiefer, von zwei Scherflächenscharen durchzogen, die an der Brauneiseninfiltration und der Aggregatpolarisation der Serizite zu erkennen sind. Die Schichtung wird durch die lagige Anordnung von Erzpartikeln und Quarzkörnern nachgezeichnet.
C-b 51 h Nicols gekr., Vergr. 20fach

Abb. 14: Zickzackfaltung in einem Laminit. Schräg dazu verlaufend eine junge Lineation, die teilweise aufgerissen ist. C-c 59 250 m SE Kohler

Abb. 15: Disharmonische Faltung in quarzitischen Metagrauwacken.
B-d 3 Salchendorf

Abb. 16: Schematische Darstellung des Faltungsstils in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten der Töllerberg-Drau-Einheit. Bj zum Teil in Klüfte aufreißend.

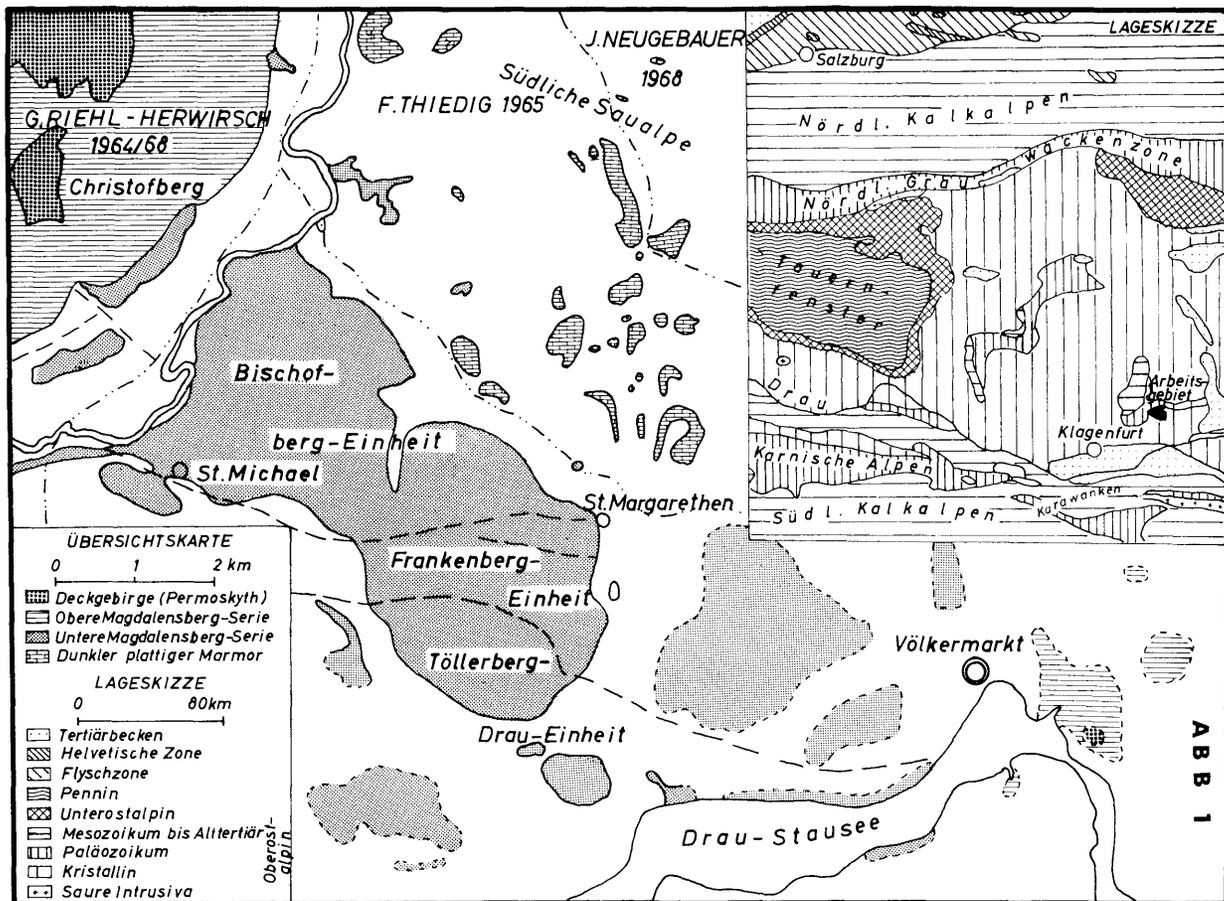
Punktraster: sandige Partien; strichliert: stärker phyllitische Partien;
weiß: Quarzmobilisate

Abb. 17: Quarmobilisat-durchtränkte Phyllite: Fast isoklinale Verfaltung im cm-Bereich, senkrecht dazu flachwellige Verfaltung im 1/2 m-Bereich. ss stark zerschert und nur an den Umbiegungen sandreicherer Lagen zu erkennen.
D-f 20 150 m NE Straßhof

Abb. 18: Spitzwinklig verlaufende „reitende“ Achsen in den Quarzmobilisat-durchtränkten Phylliten. E-e 63 800 m SW Schloß Töllerberg

Abb. 19: **Veryhachium trispinosum** EIS. aus Tonschiefern der Unteren Magdalensberg-Serie. Vergr. 1100fach

Abb. 20: Chitinozoe aus feinsandigem phyllitischem Tonschiefer der Unteren Magdalensberg-Serie. Vergr. 250fach.



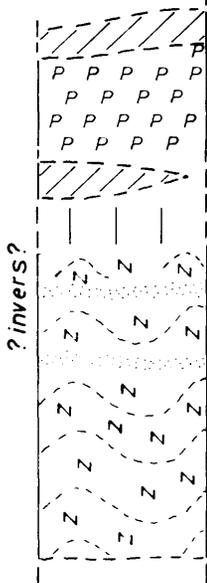
Schematische Normalprofile

ABB 2

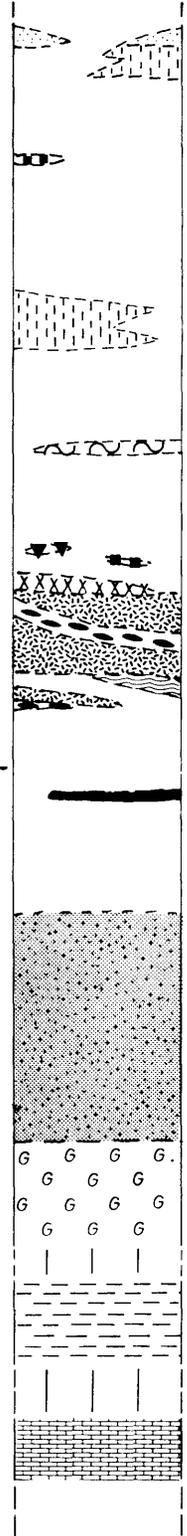
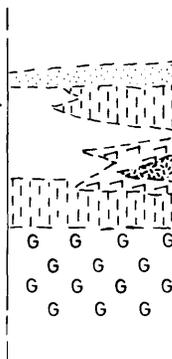
Bischofberg - Einheit
Meter

-  Phyllitische Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite
-  Phyllitische Tonschiefer braunverwitternd
-  Quarzitische Metagrauwacken bis Quarzite, liegend
-  Graphitische Phyllite
-  Karbonatische Albitphyllite
-  Dunkle Phyllite
-  Quarzmobilisat - durchtränkte Phyllite
-  Chlorit - führende Phyllite

Töllerberg - Drau - Einheit



Frankenberg - Einheit



2000

1500

1000

500

0

-  Marmor (-Kalkschiefer) plattig, dunkel
-  Meta-Diabas
-  " - Ultrabasit
-  " - Tuffe bis -Tuffite ungegliedert
-  Chloritflatschen - Metatuffe
-  Meta - Staubtuff
-  Violette Metatuffite
-  Helle Meta - Vulkanite und -Tuffe
-  Dolomitisierte Meta - Tuffe und -Tuffite
-  Grünschiefer

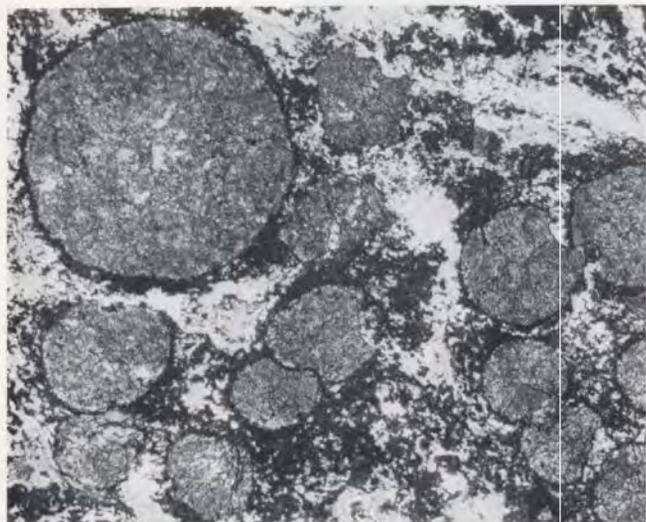


Abb. 3



Abb. 5

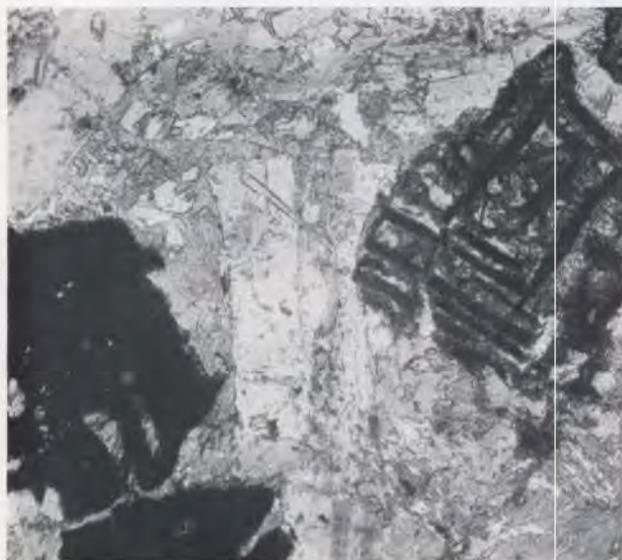


Abb. 4

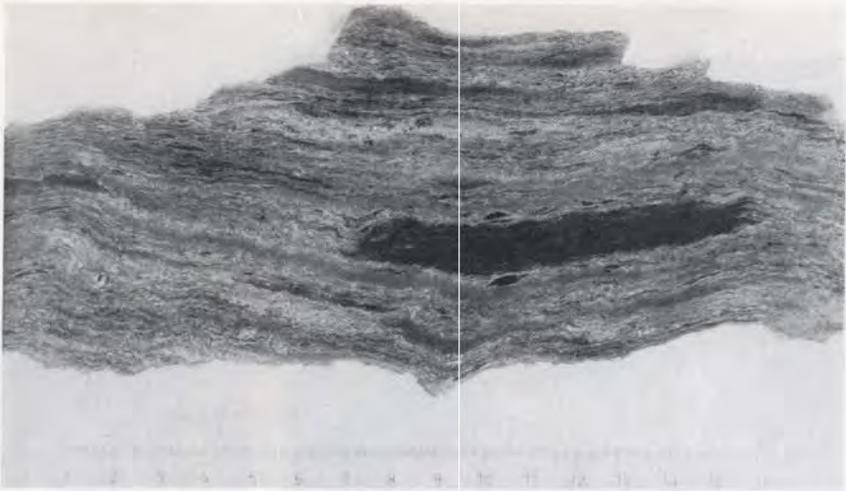


Abb. 6



Abb. 7

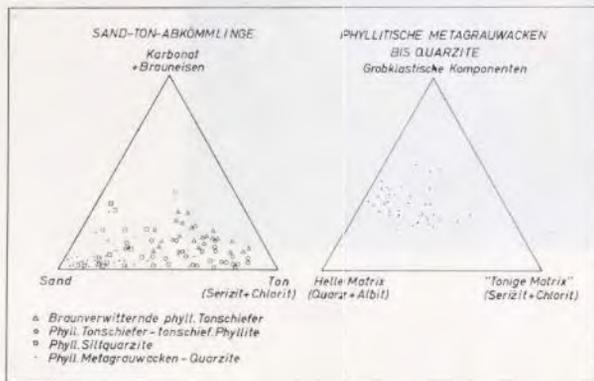


Abb. 8



Abb. 9



Abb. 10



Abb. 11



Abb. 12

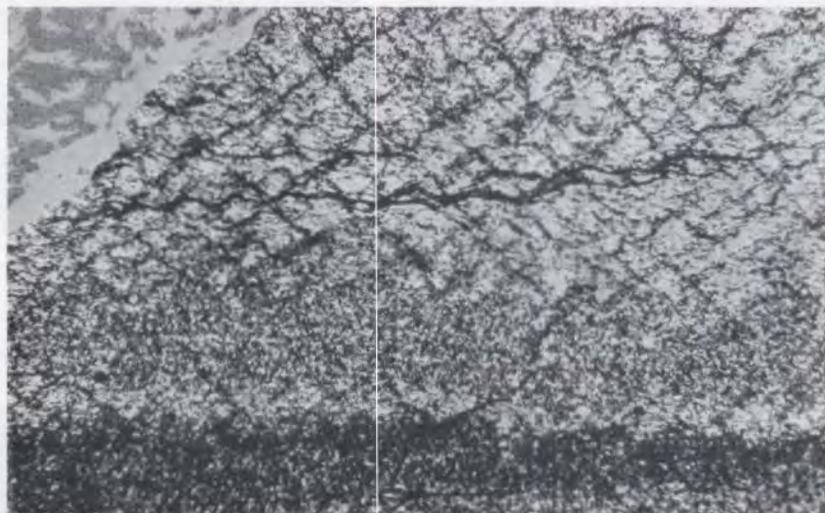


Abb. 13



Abb. 14

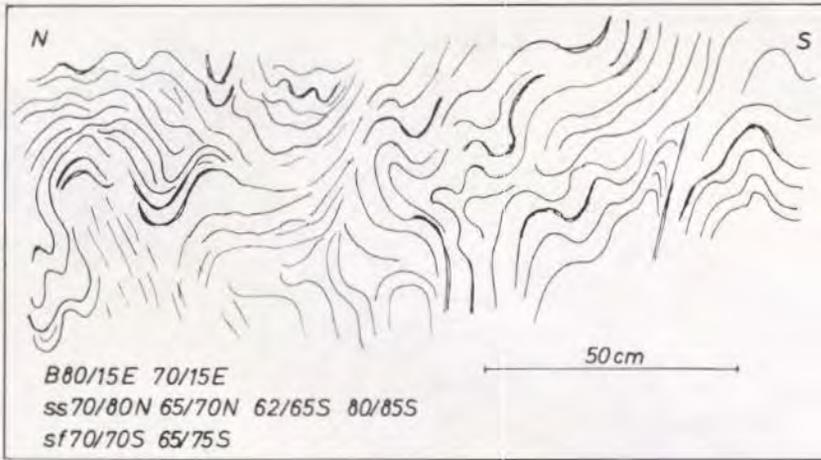


Abb. 15

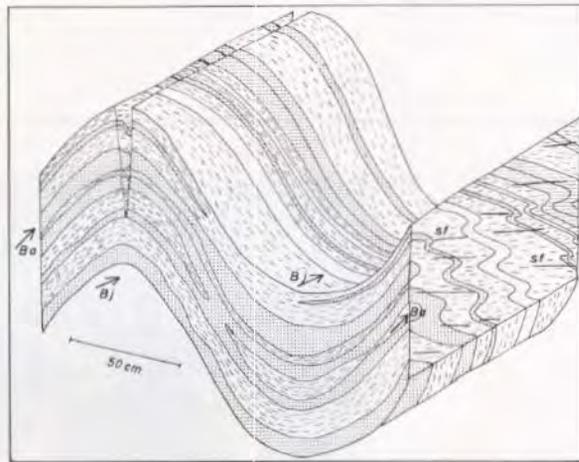


Abb. 16

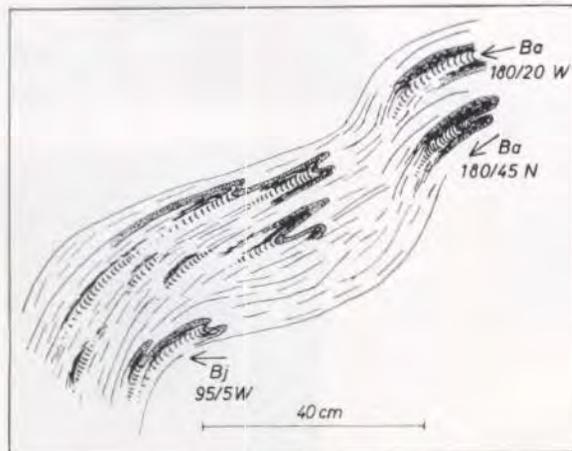


Abb. 17

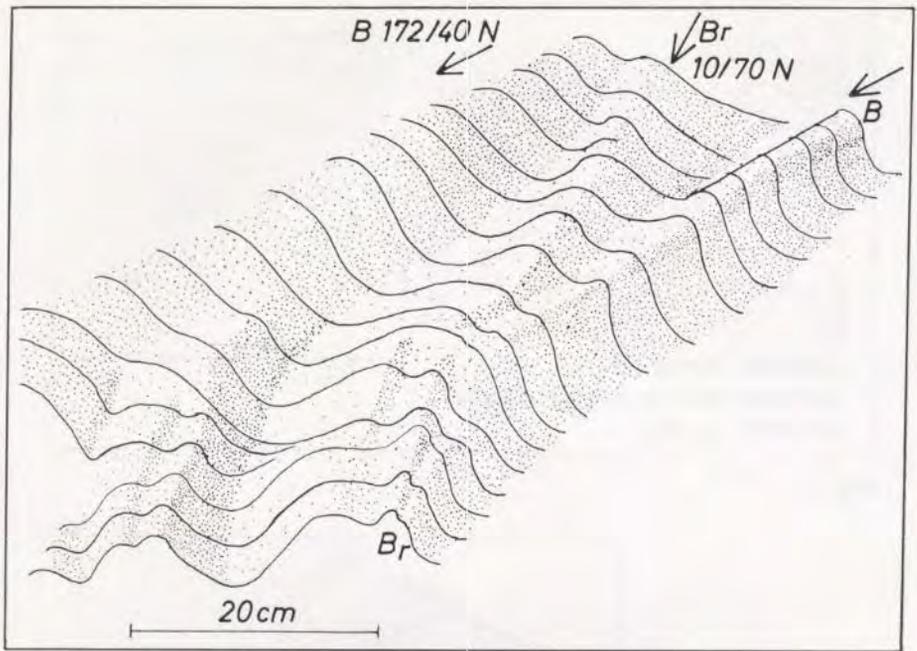


Abb. 18

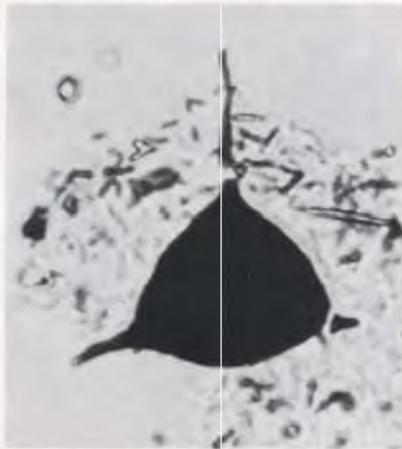


Abb. 19

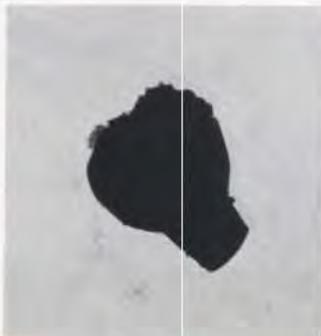


Abb. 20

aufgenommen v.
R. GROSCHOPF

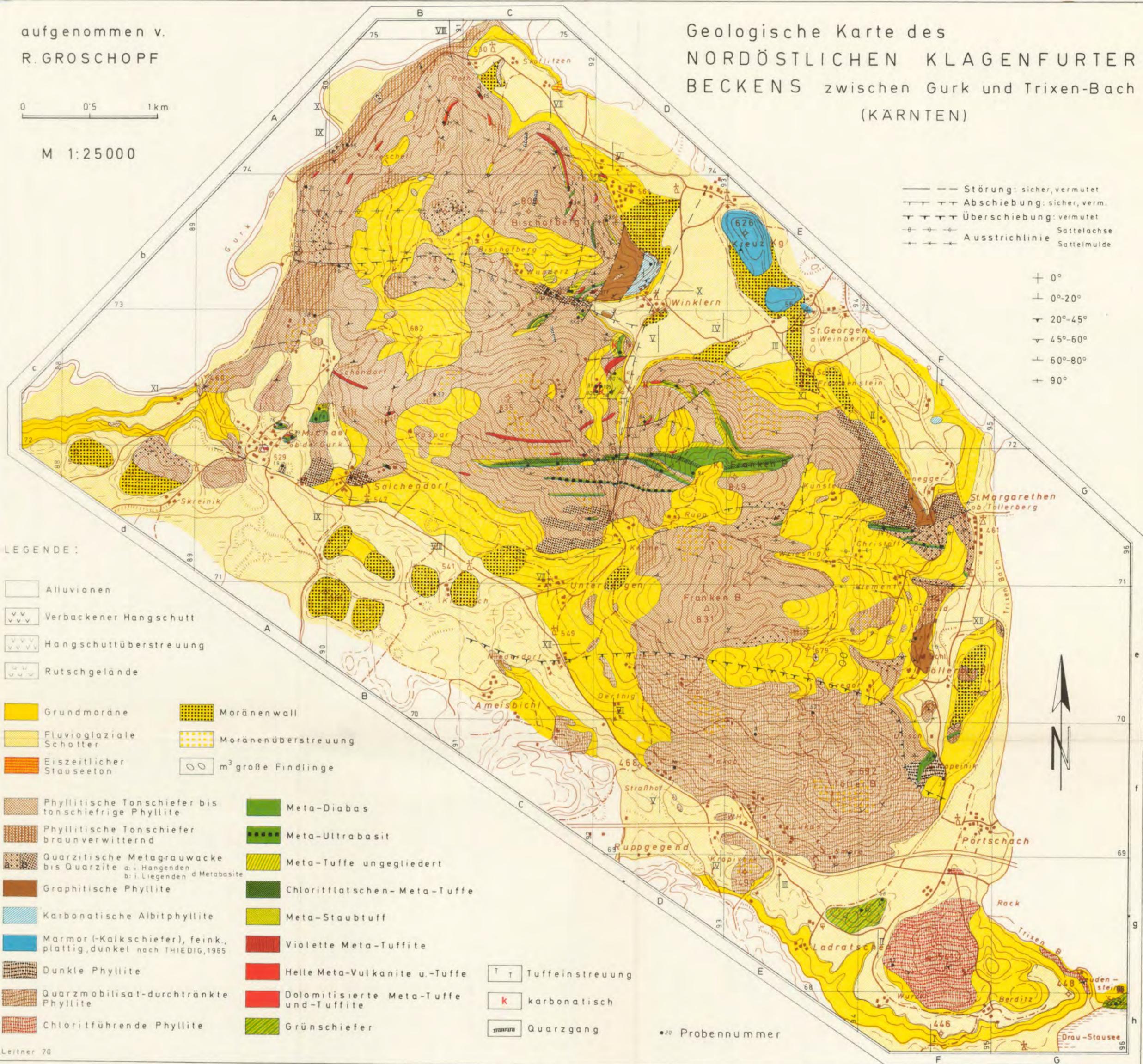
0 0,5 1km

M 1:25000

Geologische Karte des
NORDÖSTLICHEN KLAGENFURTER
BECKENS zwischen Gurk und Trixen-Bach
(KARNTEN)

- — — Störung: sicher, vermutet
- — — Abschabung: sicher, verm.
- — — Überschiebung: vermutet
- — — Ausstrichlinie Sattelachse
- — — Ausstrichlinie Sattelmulde

- + 0°
- + 0°-20°
- + 20°-45°
- + 45°-60°
- + 60°-80°
- + 90°



LEGENDE:

- Alluvionen
- Verbackener Hangschutt
- Hangschuttüberstreung
- Rutschgelände
- Grundmoräne
- Fluvioglaziale Schotter
- Eiszeitlicher Staauseeton
- Moränenwall
- Moränenüberstreung
- m³ große Findlinge
- Phyllitische Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite
- Phyllitische Tonschiefer braunverwitternd
- Quarzitische Metagrauwacke bis Quarzite a: Hangenden b: i. Liegenden c: Metabasite d: Metabasite
- Graphitische Phyllite
- Karbonatische Albitphyllite
- Marmor (-Kalkschiefer), feink., plattig, dunkel nach THIEDIG, 1965
- Dunkle Phyllite
- Quarzmobilisat-durchtränkte Phyllite
- Chloritführende Phyllite
- Meta-Diabas
- Meta-Ultrabazit
- Meta-Tuffe ungegliedert
- Chloritflatschen-Meta-Tuffe
- Meta-Staubtuff
- Violette Meta-Tuffite
- Helle Meta-Vulkanite u.-Tuffe
- Dolomitisierte Meta-Tuffe und-Tuffite
- Grünschiefer

- T T Tuffeinstreuung
- k karbonatisch
- Quarzgang
- 20 Probennummer

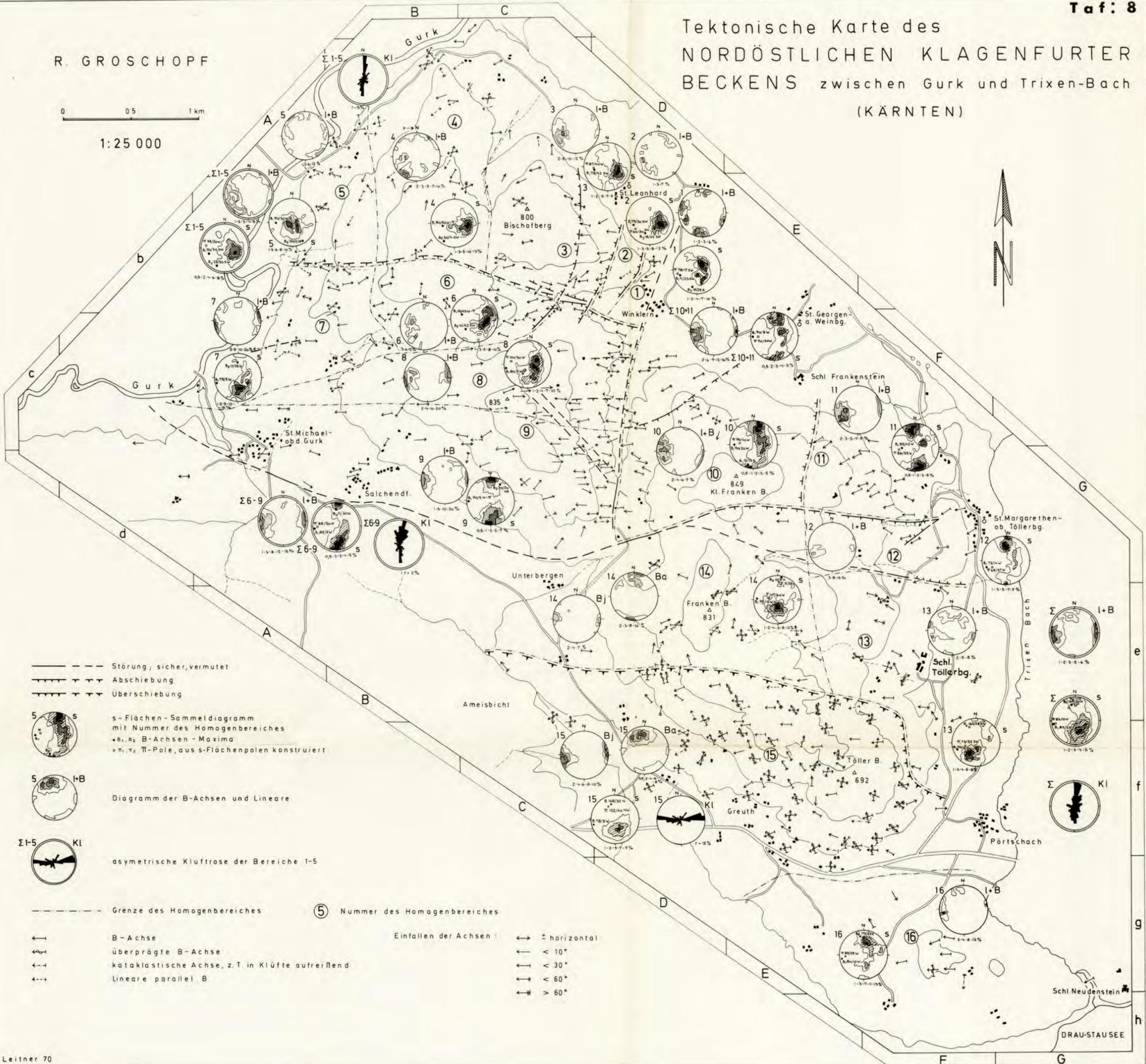
Leitner 70

Tektonische Karte des
NORDÖSTLICHEN KLAGENFURTER
BECKENS zwischen Gurk und Trixen-Bach
(KÄRNTEN)

R. GROSCHOPF

0 0.5 1 km

1:25 000



- Störung; sicher, vermutet
- Abschreibung
- Überschiebung

s-Flächen-Sammeldiagramm
mit Nummer des Homogenbereiches
• B₁, B₂ B-Achsen-Maxima
○ π₁, π₂ π-Pole, aus s-Flächenpolen konstruiert

Diagramm der B-Achsen und Lineare

asymmetrische Klüftrose der Bereiche 1-5

--- Grenze des Homogenbereiches ⑤ Nummer des Homogenbereiches

- ← B-Achse
- ← überprägte B-Achse
- ← kataklastische Achse, z.T. in Klüfte aufreißend
- ← lineare parallel B

- Einfällen der Achsen:
- ↔ horizontal
 - ↙ < 10°
 - ↘ < 30°
 - ↘ < 60°
 - ↘ > 60°

PROFILE zur geol. Karte des NORD-ÖSTL. KLAGENFURTER BECKENS

Querprofile



von R. GROSCHOPF

TAF. 9

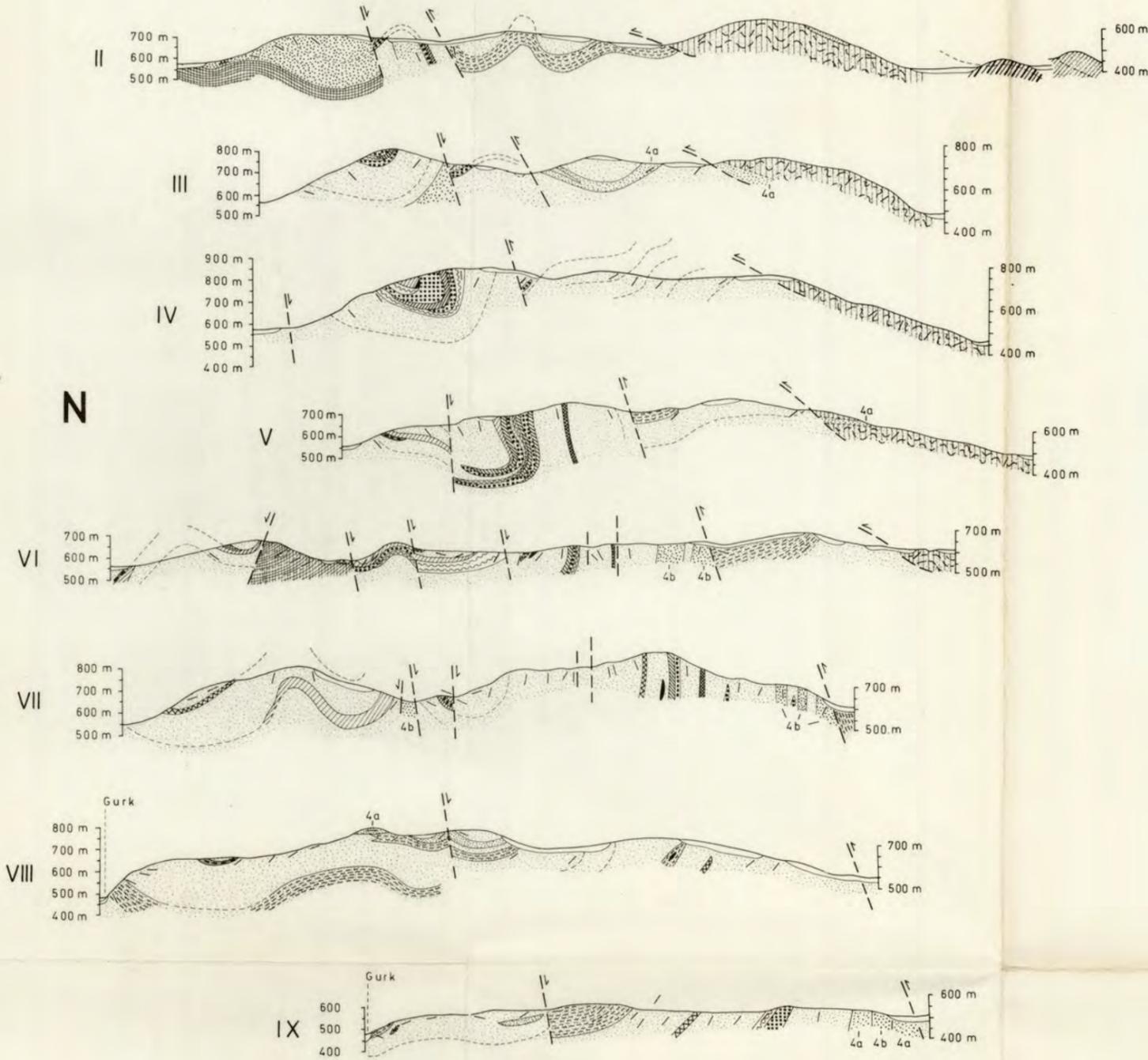
Maßstab 1:25 000

Legende

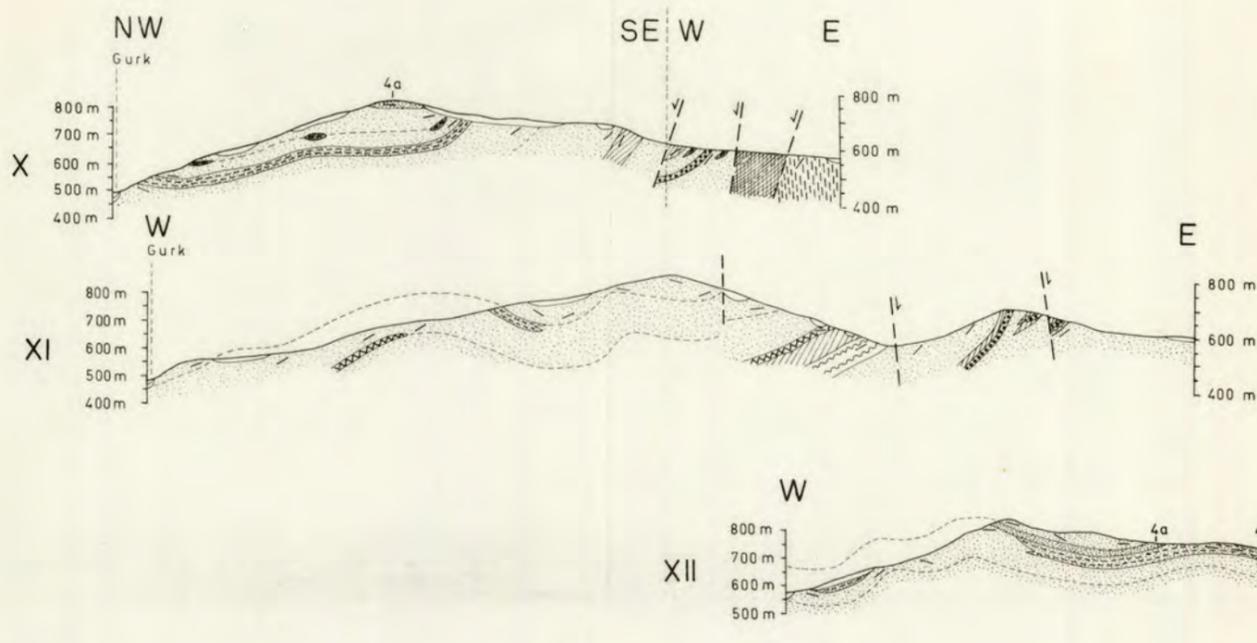
- | | |
|----|---|
| 1 | Grundmoräne u. fluvioglaziale Schotter |
| 2 | Phyll. Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite |
| 3 | Phyll. Tonschiefer braunverwitternd |
| 4 | Quarzitische Grauwacke bis Quarzite
a) im Hangenden - b) im Liegenden der Metabasite |
| 5 | Graphitische Phyllite |
| 6 | Karbonatische Albit-Phyllite |
| 7 | Dunkle Phyllite |
| 8 | Quarzmobilisat-durchtränkte Phyllite |
| 9 | Chlorit-führende Phyllite |
| 10 | Meta-Diabas |
| 11 | Meta-Ultrabazit |
| 12 | Meta-Tuffe bis -Tuffite ungegliedert |
| 13 | Chloritflatschen-Metatuffe |
| 14 | Meta-Staubtuff |
| 15 | Violette Metatuffite |
| 16 | Helle Meta-Vulkanite u. Tuffe |
| 17 | Dolomitisierte Meta-Tuffe u. Tuffite |
| 18 | Grünschiefer |

S

N



Längsprofile



- | | |
|--|--|
| | Störung |
| | vermuteter Bewegungssinn |
| | ss-Flächen (Einfallswinkel \perp zur Profilrichtung transformiert) |
| | gedachte Schichtgrenzen, zur Verdeutlichung der Struktur |