

- (14) MEIXNER, H.: Neue Mineralfunde in den österr. Ostalpen XVI. — Carinthia II, **148**, 1958, 91—109.
- (15) MEIXNER, H.: Neue Beobachtungen durch Sammlerhilfe bei mineralparagenetischen Forschungen. — Der Karinthin, **39**, 1959, 46—51
- (16) MEIXNER, H.: Die Paragenesen des Vivianits, insbesondere in österreichischen Vorkommen. — Der Karinthin, **45/46**, 1962, 241—244.
- (17) MEIXNER, H.: Die sogenannten „Aragonit“-Sinter aus Osttirol. — Der Aufschluß, **17**, 1966, 115—117.
- (18) SEIFERT, K. F.: Desmin und Klinozoisit vom Koglereck (Magdalensbergstraße) bei Lavamünd, Kärnten. — Der Karinthin, **47**, 1962, 260—268.
- (19) THIEDING, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten (= Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, Wien 1966, 5—70.
- (20) WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) V. — Carinthia II, **153**, 1963, 5—23.
- (21) WEISSENBACH, N.: Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. — Dissertation Fak. f. Natur- und Geisteswissenschaften der Bergakademie Clausthal, 1965, 206 S.
- (22) SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. — Wien-Leipzig 1937, 247 S.

Anschrift des Verfassers: Hochschulprof. Dr. Heinz MEIXNER,
A-9376 Knappenberg, Kärnten, Österreich

Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X.

Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen

Von G. Kleinschmidt und F. Wurm

(Mit 13 Abbildungen, 2 Tafeln und einer Kartenbeilage)

Einleitung

Die vorliegende Arbeit faßt die wichtigsten Ergebnisse der Diplomarbeiten von G. KLEINSCHMIDT (1964) und F. WURM (1964) zusammen. Sie wurden im Rahmen der Neukartierung des Saualpenkristallins in Kärnten durch die Arbeitsgemeinschaft der Geologischen Institute Clausthal, Tübingen, Wien und der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG, Knappenberg, durchgeführt. Hauptaufgabe war es, die südöstlichen Ausläufer der Saualpe zwischen St. Andrä i. L. und Griffen im Maßstabe 1:10000 aufzunehmen.

Allen, die unsere Arbeit durch Kritik, Ratschläge und Anregungen unterstützten, danken wir herzlich, besonders unserem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, Tübingen, den Herren Prof. Dr. H. MEIXNER und Dr. W. FRITSCH, Knappenberg, Herrn Dr. W. LODEMANN, Tübingen, sowie unserem Kollegen Dr. F. THIEDIG, Hamburg. Für finanzielle Hilfe sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt.

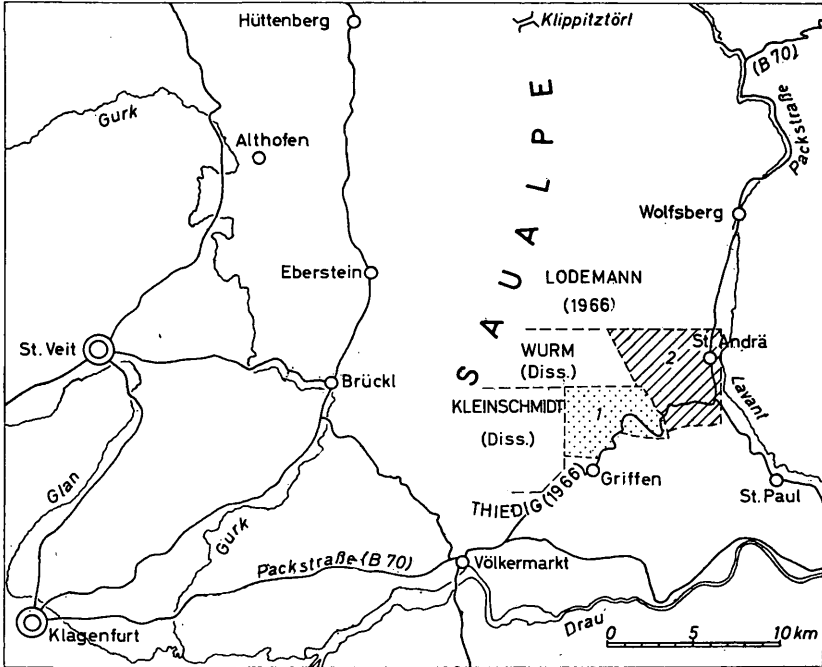


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes (1 = Aufnahme KLEINSCHMIDT, 2 = Aufnahme WURM) und der Nachbargebiete.

A. Gliederung der Gesteinsfolge

I. Das nicht metamorphe Gebirge

1. Quartär

Die jüngsten Bildungen sind die Talfüllungen der größeren Bäche, einige Blockströme und zahlreiche Rutschungen. Würmzeitliche, feinkörnige Sande bilden am Westrand des unteren Lavanttales bei ca. 430 m ü. NN eine deutliche Terrasse. Sie wurden in einem durch die Drau aufgestauten See abgelagert (PENCK 1909). Auf Rückstauerscheinungen der Würmvereisung ist nach BOBEK (1959) die Tal-erweiterung N Griffen zurückzuführen. Vorwürmzeitlich wurden Schotterreste, die 20–40 m über der heutigen Talsohle des Pölling-

und Renkerbaches liegen, von diesen Bächen abgelagert. Auch bei den Vorkommen geröllführender Sande N und S Schönweg handelt es sich um ältere Bachablagerungen und nicht um „basale Blockschotter des Schönweger Tertiärs“ (BECK-MANNAGETTA 1951), denn ihre Höhenlage wird durch die postmiozäne Störung W Priechl nicht beeinflusst.

2. Tertiär

Größere Flächen des Arbeitsgebietes werden von miozänen Ablagerungen eingenommen. Zu den Dachbergschottern, die BECK-MANNAGETTA (1952 c) ins Obertorton stellt, gehören spärliche Vorkommen von Sanden mit reichlich Quarzgeröllen SE Wiedergrüßer.

Die mindestens 50 m mächtigen Sande und Tone von Schönweg enthalten eine untertortone Süßwasserfauna mit Muscheln und Schnecken, dazu Pflanzenabdrücke (BECK-MANNAGETTA 1952 a). Beim Gasthof Brenner war zeitweise ein ca. 40 m umfassendes Profil aufgeschlossen. In die blaugrünen, von Geröllen und Braunkohlestückchen durchsetzten Tone schalten sich gelegentlich unterschiedlich verfestigte Sandsteine mit Geröllagen und Kohleschmitzen ein. Im oberen Teil des Profils wechseln helle kalkhaltige Tone und feinkörniger Sand oder mergeliger Sandstein miteinander ab; die Pflanzenreste werden häufiger, und es treten bis 70 cm mächtige Braunkohlenflöze auf. Die tektonisch isolierten, aber in ihrer Ausbildung sehr ähnlichen Tertiärvorkommen N und S des Judenbachs und SE Jauk deuten darauf hin, daß die Verbreitung des Schönweger Tertiärs einst größer gewesen ist.

Die Granitztalschotter (H. BECK 1928) oder Granitztaler Schichten (BECK-MANNAGETTA 1951), die weiter im S nördlich der St. Pauler Berge große Flächen bedecken (HÖFER 1894), durchziehen das Arbeitsgebiet in zwei NW-SE gerichteten Schotterrinnen, dem Erlacher und dem Pustritzer Schotterschlauch (BECK-MANNAGETTA 1951, 1954). Da die fossilfreien Schotter im Lavanttal bei Mühldorf von den sicher mitteltortonen Mühldorfer Schichten überlagert werden, wird für die Granitztaler Schichten ein untertortones bis oberhelvetisches Alter angenommen (H. BECK 1928, BECK-MANNAGETTA 1952 a, 1952 c). Die Granitztaler Schichten stellen schlecht sortierte, heterogen zusammengesetzte Wildbachschotter dar. Neben gut gerundeten Geröllen finden sich — besonders im Oberlauf der fossilen Bäche — auch eckige, z. T. metergroße Blöcke. Die Bestandteile, Permoskythsandstein (besonders im S), Phyllite, Grünschiefer, Amphibolite und verschiedene Glimmerschiefer, liegen meist regellos durcheinander und sind in schwach verfestigtem Sand eingebettet. Dieser zeigt zuweilen deutliche Schichtung, z. T. Kreuzschichtung mit angedeuteter gradiert Schichtung und dachziegelartiger Lagerung der Gerölle (700 m SW Tabakfastl).

Der Erlacher Schotterschlauch ist weniger gut erhalten als der Pustritzer. Von NW Diete zieht er in ca. 400 m Breite nach S, dehnt sich in Höhe Kernpeis nach W und E weit aus und endet etwa 1300 m N Griffen. Die Verbindung zu den großen Schottergebieten der Griffener und St. Pauler Berge ist durch junge Erosion unterbrochen.

Der Pustritzer Schotterschlauch beginnt ca. 1 km NW Pustritz. Das zunächst 200–400 m breite Band erweitert sich zwischen Bierbaumer und Marburger auf über 1000 m und mündet schließlich in der Gegend von Gönitz in den größeren zusammenhängenden Granitztaler Schotterbereich, welcher in Zellbach etwas nach N vorstößt. In Resten haben sich Sedimente von etwa sechs Nebenbächen jenes tertiären Wildbaches erhalten (W Pustritz, NW Morlack, bei Kamper, bei Neubauer – Kastraun, SE Marburger). Besonders deutlich zieht der Nebenbach von der Einsattelung NW Neubauer nach SE über den Kogel S Kastraun, zweimal von junger Erosion unterbrochen (vgl. BECK-MANNAGETTA 1953 b). Die Rekonstruktion der Erosionssohle des Schotterschlauches aus zahlreichen Profilen (s. Karte) stimmt annähernd mit der von BECK-MANNAGETTA (1953 b) auf anderem Wege gefundenen Talsohle überein. In seinem ausführlichen Rekonstruktionsversuch kommt BECK-MANNAGETTA zu einem Gefälle von 8,5% für die Haupt- und 14–15% für die Neubauer-Kastraun-Nebenrinne. Nach den Profilkonstruktionen ergaben sich etwas geringere Durchschnittswerte: Neubauer-Kastraun-Nebenbach 7,5%, 5,5% für den Hauptbach. Das Tertiär erreicht im Pustritzer Schotterschlauch Mächtigkeiten von ca. 150 m. Der aufgearbeitete Untergrund des Tertiärs ist in Form von Permoskythsandstein an der Bundesstraße beim Punkt 551 zu sehen (DREGER 1907).

Tertiäres Alter haben wohl auch die Roterdebildungen N Griffen (Guttenberger) und auf dem Burgstallrücken bei Sonntag und Geisselbacher (vgl. THIEDIG 1962).

3. Trias und Perm

Gelbliche, stark brekziöse fossilleere Dolomite und Rauhbacken S Framrach gehören in die untere Trias. Die Rauhbacken liegen N Holzhausl unmittelbar auf Werfener Tonschiefern und sind somit ins Anis zu stellen. Die Dolomite (Ladin?) verwittern in ihren tieferen Teilen oft sandig.

Die Werfener Schichten werden SE Framrach durch grünlich-braune feinkörnige glimmerreiche Sandsteine mit Grabspuren und schlecht erhaltenen Muschelabdrücken (*Pseudomonotis* sp. ?) repräsentiert. Im Gegensatz zu den tektonisch isolierten Vorkommen NW Holzhausl und W Bierbaumer ist hier auch das Liegende – rote teilweise konglomeratische Permoskythsandsteine – aufgeschlossen. BECK-MANNAGETTA (1953 a) beschreibt von dieser Stelle einen Fund von *Naticella costata* MÜNSTER, einem Leitfossil der oberen Werfener Schichten (= Campil). NW Holzhausl wird die Grenze zu den anisi-

HÖFER (1894) als „Grödener Sandsteine“ bezeichneten Gesteine den Namen „Griffener Schichten“ vorgeschlagen. Ursprünglich umfaßte dieser Begriff nur das untere Skyth, später weitete er ihn auf das obere Perm aus (1963). RIEHL-HERWIRSCH (1965) hat diese Folge in der Umgebung des Christofberges NE Klagenfurt genauer untersucht und sie als „Permoskythsandstein“ bezeichnet. Dies scheint auch für die Vorkommen an der SE-Seite der Saualpe angebracht, denn sie werden einerseits von Werfener Schichten konkordant überlagert, andererseits ähneln sie in Mächtigkeit und Fazies den Verhältnissen am Christofberg. Eine Abtrennung von Unterperm (Rotliegend) war im Gelände nicht möglich; jedoch zeigt die Schwermineralverteilung einer N Zisernig entnommenen Probe (untersucht von Frau Dr. G. WOLETZ, G. B. A. Wien) sehr gute Übereinstimmung mit recht gut gesicherten Rotliegend-Gesteinen aus dem Gebiet RIEHL-HERWIRSCH. Auch die sonstigen Schwermineralspektren aus dem Permoskythsandstein und den Werfener Schichten stimmen gut mit den dort gefundenen Werten überein (RIEHL-HERWIRSCH 1965). Die Grenze gegen das metamorphe Paläozoikum ist nirgends aufgeschlossen; E des Granitbaches spricht der Verlauf im Gelände für einen tektonischen Kontakt (Abschiebungen mit wechselndem Einfallen).

II. Das metamorphe Gebirge

Im Westen der Saualpe gehört das jüngste nachgewiesene anchi-metamorphe Paläozoikum ins Oberdevon II β (CLAR, FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1963); das Westfal C/D bzw. Stefan ist bereits nicht mehr von der Metamorphose betroffen (RIEHL-HERWIRSCH 1962, 1965). Daraus ergibt sich das variskische Alter von Regionalmetamorphose und alpinotyper Deformation. Die alpidische Orogenese hat sich nur noch als Bruchtektonik ausgewirkt. Das Kristallin des kartierten Raumes umfaßt zahlreiche in Gesteinsbestand, Metamorphosegrad und Mächtigkeit sehr verschiedene Serien. Da die Isograden, das stoffliche „s“ und zum größten Teil auch die Schieferung hier wie in der gesamten Saualpe etwa parallel verlaufen (CLAR et al. 1963), sind die im folgenden verwandten Seriennamen in erster Linie als stratigraphische Hilfsbezeichnungen aufzufassen. Die Grenzen der Serien sind also durch stofflichen Wechsel und z. T. durch Änderungen des Metamorphosegrades bedingt. Die Einstufung der kristallinen Gesteine in die geländemäßig gut zu unterscheidende Anchi-, Epi- und Mesozone geschah vor allem nach der Größe der Hellglimmer in den Tonabkömmlingen. Ferner half das Auftreten gewisser Indexminerale bei der Abgrenzung der Metamorphosezonen, wie z. B. das beginnende Granatwachstum in den phyllitischen Glimmerschiefern. Bei den Gesteinsbezeichnungen halten wir uns im wesentlichen an die Vorschläge des Symposions (1962). Die Zuordnung

der Kartiereinheiten zu Mineralfazien erfolgt nach H. G. F. WINKLER (1965).

1. Das anchimetamorphe Paläozoikum

Von Framrach nach Rausch zieht sich ein mehrfach unterbrochener Streifen einer anchimetamorphen Wechselfolge aus phyllitischen Tonschiefern, Diabasen und Tuffen (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies). Maßgebend für die Einstufung dieser Gesteine ins Silur ist die Conodontenfauna aus einem grauen stark verunreinigten Kalk im unteren Teil des phyllitischen Tonschiefer-Komplexes NE Tabakfastl. Sie wurde von Herrn R. SCHULZE, Tübingen, freundlicherweise bestimmt und auf Grund von *Spathognathodus sagitta bohemicus* WALLISER der unteren Monograptus-nilssoni-Zone des Unterludlow zugewiesen. Damit fallen auch im SE der Saualpe die anchimetamorphen Gesteine in den von STREHL (1962) an der Westseite der Saualpe fossilmäßig belegten Zeitraum vom Llandovery ($e_{\alpha 1}$) bis Oberdevon I α und entsprechen der „Magdalensbergserie“ KÄHLER's (1953).

Die phyllitischen Tonschiefer bestehen zum größten Teil aus einer serizitischen Grundmasse, in die sich vereinzelt mm-starke Quarzitlagen einschalten.

Beispiel u. d. M.: 89% Serizit (ϕ 0,01—0,02 mm); 7% Quarz, 1% Feldspat (ϕ 0,06—0,25 mm); 3% Quarzitanteil (ϕ 0,04—0,1 mm).

Im gleichen phyllitischen Tonschiefer kommen W und E des Granitztals bis 30 cm mächtige violette und grüne Grauwackenlagen vor.

U. d. M.: In einer Feldspat-Quarz-Serizit-Grundmasse liegen tektonisch gelängte Gerölle bzw. Gesteinsbruchstücke von Quarzit, Gangquarz, „Grünschiefer“, Diabas u. a. Die einzelnen Komponenten erreichen Größen von 5 mm.

Wie am Westrand der Saualpe liegen unter der Tonschiefer-Grauwacken-Kalkfolge Diabase und graugrüne und violette Fein- bis Staubtuffe und -tuffite.

Grüner Tuff u. d. M.: Das deutlich geschieferte Gestein zeigt in einer feinkörnigen Grundmasse aus Chlorit, Serizit und Erz eingestreute größere nach dem Karlsbader und Albitgesetz verzwilligte Feldspäte (An₀₋₅) und Feldspataggregate.

Derartige Tuffe sind in geringer Mächtigkeit auch im Hangenden der Tonschiefer-Grauwacken-Kalkfolge anzutreffen. Andererseits schalten sich auch in die vulkanische Folge immer wieder phyllitische Tonschiefer ein.

Die leicht erkennbaren schmutzig-grünen Diabase sind besonders W des Granitztales verbreitet. Sie drängen — soweit erkennbar — s-parallel in die Klastika ein, bilden also sillartige Körper. Im Kontaktbereich kam es stellenweise zur Bildung von Knotenschiefern (Fahrweg SE Nusitz; vgl. BECK-MANNAGETTA 1953 c).

U. d. M. entpuppen sich schmale Zonen als Diabastuff. In den echten Diabasen treten als Charakteristikum leistenförmige Pla-

gioklase (albitisiert: An_{1-3}) hervor, die die sperrige, z. T. ophitische Struktur bedingen. Weiterer wichtiger Gemengteil ist Augit, der meist völlig chloritisiert ist. Beispiel: 58% Plagioklas (zersetzt), 20% Augit, 12% Chlorit, 8% Ilmenit, dazu fein verteilt Titanit; auf Klüften Serpentinbest.

E Wiesenhüter konnten im phyllitischen Tonschiefer zu dem von BECK-MANNAGETTA (1963) beschriebenen Metaquarzporphyr-Vorkommen zwei weitere bis 10 m mächtige sicher anstehende Linsen dieses Gesteins entdeckt werden. Der hellgraue schwach geschieferte Metaquarzporphyr erinnert stark an den Blasseneck-Porphyrroid vom Präbichl (Steiermark).

U. d. M. erkennt man in einem feinen Grundgewebe aus Quarz, etwas Feldspat und Serizit bis 5 mm große häufig idiomorphe Quarze (Dihexaeder) mit gut erhaltenen Korrosionsschläuchen sowie teilweise serizitisierte Feldspatkristalle.

2. Das epizonale Kristallin

In Übereinstimmung mit den Nachbargebieten konnte für die Epizone folgende Seriengliederung aufgestellt werden:

- a) Serie der hangenden Grauen Phyllite (FRITSCH 1957). Sie entsprechen wohl dem tiefsten Teil der Bischofbergserie (THIEDIG 1966), die im SW der Saualpe zwischen Anchi- und Epizone vermittelt.
- b) Haimburg-Trixener Marmorserie (THIEDIG 1966)
- c) Wandelitzenserie (BECK-MANNAGETTA 1954, genauer gefaßt bei THIEDIG 1966, entspricht mit der Haimburg-Trixener Marmorserie der Murauer Kalkphyllitserie BECK-MANNAGETTA's, 1959)
- d) Wietingserie (THIEDIG 1966)

- a) Die Grauen Phyllite (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies)

Die Grauen Phyllite, im E des Gebietes an Störungen ausgefallen, bilden im W eine flach liegende Platte. Nach Handstück und Schliffbild, nach Mineralbestand und Korngröße sind diese Gesteine als typische Phyllite anzusprechen. Lithologisch eine eintönige, 250–300 m mächtige Serie ehemaliger Tonschiefer. Sie sind flaserig-flatschig gewellt und geradezu typisch von linsigen Quarzknuern durchsetzt. Die s-Flächen sind mit verschiedenen, meist feinen Linearen dicht übersät.

U. d. M.: mm-dicke Lagen von Serizit wechseln mit quarzreicheren und zeigen starke Fältelung und Transversalschieferung. Beispiel: 60% Serizit (ϕ 0,06 mm), 15% Quarz und 10% Feldspat (ϕ 0,05 mm), 15% Chlorit.

- b) Die Haimburg-Trixener Marmorserie (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies)

Unter den Grauen Phylliten folgen gut kartierbare Karbonatgesteine, als Haimburg-Trixener Marmorserie zusammengefaßt, die sich noch vierfach untergliedern lassen: in einen dunklen („blauen“) oberen Marmor, einen hellen („weißen“) unteren Marmor, in meist

karbonatische, graphitische Phyllite und in den sog. „Phyllitflatschenmarmor“.

Diese Serie durchzieht von E nach W das ganze Gebiet, ist allerdings an Störungen z. T. ausgefallen, z. T. nur in Resten und Fetzen erhalten. Die Trennung in den blauen Marmor oben und den weißen unten zeichnet diesen Horizont als beste Leitschicht in der südlichen Saualpe aus (THIEDIG 1966). Kennzeichen des dunklen Marmors ist neben der bläulich-grauen Färbung stets Plattigkeit oder Bänderung. Oft ist er stark verunreinigt; so geht er z. B. N Tamerl teilweise in Kalkphyllit über.

Der dunkle Marmor ist meist ein Kalk-, seltener ein Dolomitmarmor (W Bierbaumer). Die Karbonatkristalle haben Durchmesser von 0,25 mm. Weitere Gemengteile sind Graphit, Limonit, Pyrit, Serizit und Quarz.

Dort, wo seine Mächtigkeit nicht durch junge Störungen reduziert ist, erreicht er 120 m, kann aber primär auf wenige Meter zusammenschrumpfen oder wie bei Schönweg ganz ausfallen. Linsen dieses Gesteines kommen auch tiefer im Bereich der hellen Marmore vor (zwischen Rappatz und Pichs), möglicherweise z. T. eingeschuppt.

Der helle Marmor ist charakterisiert durch ein feines Korn und seine weiße bis gelbe, zuweilen auch blaßgraue Farbe. Die Mächtigkeit dieses massigen, nur selten gebänderten oder plattigen Marmors schwankt zwischen 40 und 150 m. N Kernpeis bildet er eine große flach liegende Platte; weiter nördlich tritt er in tektonisch bedingten Linsen auf. Von da läßt er sich bis Schönweg verfolgen, oft im dm- und m-Bereich verfaltet. Im Zusammenhang mit jungen Störungen kam es zur Bildung von Myloniten (N Pichs), Brekzien (S Schönweg) und partieller Dolomitisierung (z. B. N Tamerl).

Beispiel u. d. M.: 95% Karbonat (ϕ 0,03 mm), 3% Serizit (ϕ 0,06 mm), 2% Quarz.

Besonders zwischen Leouk und Pichs liegen im hellen Marmor stark beanspruchte Phyllite, ohne einen einheitlichen Horizont zu bilden. Sie scheinen teils zu geringerer Mächtigkeit ausgequetscht (N Pichs), teils tektonisch angereichert zu sein (SE Rappatz) und haben einen stark schwankenden Karbonat- und „Graphit“-Gehalt.

Beispiel u. d. M.: 37% Quarz, 27% Serizit, 13% Feldspat, 12% Karbonat, 8% „Graphit“, 3% Chlorit.

Eine merkwürdige Ausbildung des Phyllites kommt N Pichs vor: In dem schwarzen graphitischen Karbonatgestein glänzen zahlreiche s-parallele, mm-große, chitinartig schimmernde Schüppchen auf, die sich u. d. M. als Neusprossungen eines hellen Glimmerminerals erweisen.

Im unteren Grenzbereich der Haimburg-Trixener Marmorserie tritt im SW des Arbeitsgebietes als Seltenheit ein Gestein auf, das als „Phyllitflatschenmarmor“ bezeichnet wird und in dem westlich an-

schließenden Raum große Teile der Wandelitzenserie ersetzt (THIEDIG 1966). Es besteht aus einer karbonatischen Grundmasse, in der zahlreiche Phyllitfatschen und eindeutige Quarz- und Quarzitzerölle schwimmen, deren Längsachse etwa parallel B verläuft. Ob es sich bei den Phyllitfatschen ebenfalls um ehemalige Gerölle, um metamorphe Tongallen oder um zersicherte Phyllitlagen handelt, konnte nicht entschieden werden (vgl. BECK-MANNAGETTA 1954, THIEDIG 1966).

U. d. M.: 75% Karbonat-Grundmasse, 20% Phyllitfatschen (bis 2 cm Längsdurchmesser), 5% Quarz(it)gerölle (bis 1,6 cm Längsdurchmesser).

- c) Die Wandelitzenserie (im obersten Teil Übergang von der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies zur Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies, im tiefsten Teil bereits Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies)

Die Wandelitzenserie, eine 600–900 m mächtige Folge nach Aussehen und Abkunft verschiedenartigster Gesteine, läßt sich mit Hilfe einiger charakteristischer Glieder stratigraphisch weiter unterteilen. Die Serie umfaßt in ihrem oberen Teile helle feldspatreiche z. T. umgelagerte Metatuffe und -tuffite und Meta-Effusiva, weiter unten Albitphyllite bis quarzitische Phyllite und schließlich Grünschiefer, also dunklere vulkanogene Gesteine. Diese Dreiteilung in helle Tuffe, Phyllite und Grünschiefer ist nur im E des Arbeitsgebietes deutlich zu erkennen. Erstere kann man — besonders W des Renkerbachs — noch folgendermaßen aufgliedern: Unter der Haimburg-Trixener Marmorserie folgt auf der gesamten E-W-Erstreckung des Arbeitsgebietes der „blaugraue feine Feldspat-Metatuff“ (1). Die „quarzitischen Metatuffite“ (2) bilden das nächste Schichtglied mit Leitwert. Darunter folgen die „chloritführenden Metatuffe“ (3) und schließlich die „grobkörnigen Feldspat-Metatuffe“ (4). Viele Metatuffe und -tuffite lassen sich allerdings keinem dieser Typen anschließen.

Bei den Grünschiefern sind die „Epidot-Chlorit-Schiefer“ (5) von den stärker metamorphen „Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefern“ (6) zu unterscheiden. Ihr geschlossenes Vorkommen löst sich nach W in einzelne Linsen auf, ebenso verhalten sich die erst später zu besprechenden quarzitischen bzw. Albitphyllite.

Vereinzelt finden sich auch kleinere Einschaltungen z. T. recht spezifischer Marmore (7).

(1) Der blaugraue feine Metatuff weist im allgemeinen nur eine Mächtigkeit im Zehnermeterbereich auf, kann aber auch mächtiger werden und vertritt dann die tieferen Gesteinstypen. Dieses Gestein ist im Gelände an seiner bläulichen bis blaugrauen Färbung, seiner plattigen Absonderung und dem splittrigen Bruch gut zu erkennen. Seine etwas flaserige Ausbildung im E mag auf höherem Blattsilikatanteil oder größerer tektonischer Beanspruchung beruhen. Als Feld-

spatgestein gibt es sich erst u. d. M. zu erkennen, denn makroskopisch erinnert es stark an einen dunklen Quarzit.

Sämtliche Schliffe ergaben, daß es sich um quarzfreie (!) Metatuffe handelt, wenn nicht gar um echte umgewandelte Effusiva. Für letzteres spricht die gelegentliche intersertale Anordnung von Feldspatleisten in feinstem Feldspatgrundgewebe. In vielen Schliffen treten Feldspat-„Einsprenglinge“ auf, meist etwas zerbrochen und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sämtliche untersuchten Feldspäte liegen heute als Albite vor. Beispiel: 10% Feldspatleisten (ϕ 0,3 mm), 77% Feldspatgrundmasse (ϕ 0,02—0,06 mm), 10% Serizit (ϕ 0,04—0,1 mm), 3% Erz.

(2) Die auffälligen, meist schneeweißen quarzitischen Metatuffite erstrecken sich als ca. 50 m mächtiges Band von N Rappatz bis N Pichs. Auf den s-Flächen zeigt sich eine scharf ausgeprägte Lineation, die Bruchflächen sind eben, die Bruchstücke oft brettartig (BECK-MAN-NAGETTA 1954: „brettartig laminierte Gneismylonite“). In Handstück und Schliff geben sie sich z. T. massig, z. T. gefältelt, meist deutlich geschiefert. Neben der quarzitischen Grundmasse enthalten sie Einzelkristalle großer, rundlicher, selten hypidiomorpher Schachbrettalbite in stark wechselnden Anteilen, die schon im Handstück als kleine Knoten zu erkennen sind. Die Gesteine sind als metamorphe Tuffite oder Umlagerungsprodukte vulkanischer Gesteine zu deuten.

Beispiel u. d. M.: 62% Quarz, 24% Feldspat, 14% Serizit; 13% des Gesteins besteht aus großen Schachbrettalbiten; akzessorisch Biotit und idiomorpher Zirkon.

In manchen Fällen fehlt der Feldspatanteil, und es bleiben fast reine Quarzite übrig, z. B. N Pichs.

(3) Unter der Bezeichnung der chloritführenden Metatuffe bzw. -tuffite werden verschiedene Gesteine zusammengefaßt, die teils echte Tuffe, teils Tuffite, teils wohl auch umgelagertes Tuffmaterial gewesen sind. Neben viel Feldspat enthalten diese Gesteine meistens grünen Biotit oder Chlorit, auch gewisse Mengen Epidot. Sie leiten so in vielen Varianten schon zu den Grünschiefern über. In den relativ dunklen Gesteinen tritt der Feldspat in kleinsten Linsen und Knöpfen weiß hervor. Sie sind deutlich geschiefert, die s-Flächen unregelmäßig flaserig gewellt. Erst die Betrachtung im Mikroskop läßt einen Schluß auf das Ursprungsgestein zu. Eine Trennung der zahlreichen Abarten ist unmöglich, hingegen ergibt die gemeinsame Auskartierung einen einigermaßen geschlossenen, 100 bis 250 m mächtigen Komplex, der von Leouk bis N Marschnig reicht und dem sich weite Teile der Metatuffe E des Renkerbachs anschließen lassen.

Das mikroskopische Bild erweist sich ebenfalls als sehr variabel, wie die folgenden Schliffanalysen zeigen sollen. Kennzeichnend sind u. d. M. besonders die einsprenglingsartigen Feldspatkristalle.

Schliff 360 und 361 bilden Übergänge zum Hangenden (quarzitische Metatuffite), 364/182 und 364/227 leiten zu den Gesteinen sedimentärer Ab-

kunft der Wietingserie über. Schliff 364/182 zeigt mikrographische Verwachsungen von Quarz und Feldspat.

| Schliffnummer | % Feldspat, meist groß | % Chlorit | % Biotit, grün | % Epidot | % Serizit | % Erz | % Hämatit | % Titanit | % Quarz | % Kalzit | Zirkon, idiomorph | % Turmalin | % Apatit |
|---------------|------------------------|-----------|----------------|----------|-----------|-------|-----------|-----------|---------|----------|-------------------|------------|----------|
| 360 | 2 | + | 5 | 7 | 52 | | | | 34 | | | 1 | |
| 361 | 17 | | 19 | 20 | 2 | 6 | | | 36 | | | | |
| 362 | 16 | + | 13 | 14 | 36 | | | 7 | 14 | | + | | |
| 363 U | 36 | + | 18 | 2 | 10 | | 1 | | 33 | | | | |
| 364/ 99 | 28 | | 22 | 6 | 6 | | | + | 6 | 32 | | | |
| 364/147 | 26 | 22 | 9 | 33 | 2 | 2 | | | 6 | | | | + |
| 364/158 | 30 | 9 | 20 | 15 | 1 | | | | | 25 | | | |
| 364/161 | 15 | 2 | 29 | 13 | 35 | | | | 5 | | | | |
| 364/182 | 13 | 8 | 4 | 7 | 14 | 1 | | | 21 | 32 | | | |
| 364/227 | 43 | 3 | 18 | 7 | 6 | 3 | | | 17 | | | | 3 |
| 506 | 60 | 15 | 1 | 12 | 10 | 1 | | + | 1 | | | | + |
| 507 | 24 | 16 | 5 | 16 | | + | | + | 6 | | | | |
| 807 | 11 | | 5 | 3 | 76 | | | | 5 | | | | + |
| 809 | 12 | | 13 | 10 | 44 | 3 | | | 17 | | | | 1 |

(4) Als 20–100 m mächtige Lage treten die grobkörnigen Feldspat-Metatuffe recht gut verfolgbar zwischen dem Rudnigbach E Rappatz und Grubelnig auf. Seiner besonderen Merkmale wegen ist es als Leitgestein brauchbar: Schon mit bloßem Auge kann man weißliche, knotige große Feldspatkristalle erkennen. Die Farbe des Gesteins ist grau bis weißlich-grau, teils mit hellen, linsig ausgewalzten Feldspatkörpern. Bei fehlender Schieferung erscheint das Gestein massig.

U. d. M. Beispiel: 47% Feldspat, z. T. große Einzelkristalle, 19% grüner Biotit, 15% Quarz, 13% Epidot, 5% Serizit, 1% Chlorit. An den großen Feldspatindividuen verschiedener Schriffe sind neben Zwillingen nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz Komplexzwillinge, Schachbrettalbite und Mikroklinreste, perthitische Entmischungsstrukturen und Andeutungen der ursprünglichen Kristallform zu beobachten.

150 m E Schatz ist innerhalb dieses Horizonts ein metamorpher Magmatit aufgeschlossen. Das zähe Gestein besteht zu 12% aus eingeregelt und zerbrochenen großen Feldspäten, die u. d. M. meist nach dem Albitgesetz verzwillingt erscheinen. An bis zu 1 cm großen „sanidinartigen“ Einsprenglingen fällt schon im Handstück das Karlsbader Gesetz auf. Die Feldspäte sind in der Plagioklasreihe als Albit (An_{5–10}) einzustufen, jedoch ist ein gewisser Or-Anteil möglich, wofür die mikroklinartige Gitterung einzelner Zwillinglamellen spricht.

Wahrscheinlich erfolgte die Umwandlung der Einsprenglinge vom vulkanogenen Sanidin über ein Mikroklinstadium zu dem Endprodukt Albit (vgl. FRITSCH 1961 a). Als weiteres seltenes Relikt haben sich im gleichen Aufschluß Mandeln erhalten. Es sind dies mit Epidot gefüllte, scharf begrenzte, etwa ellipsoidische Körper von recht unterschiedlicher Größe: im Schliff wurden 1,5–2,5 mm gemessen, makroskopische erreichen gut 1 cm.

Beispiel u. d. M.: 60% Feldspatgrundmasse (\varnothing ca. 0,025 mm), 12% Feldspateinsprenglinge, 12% Epidot in Mandeln, 7% Epidot in der Grundmasse, 3% Biotit, 2% Quarz in Mandeln, 2% Erz, 1% Chlorit, 1% Titanit.

Ein zweites relikthisches Mandelsteinvorkommen konnte im Wölfnitztal 600 m N Pichs in stratigraphisch etwas höherer Position entdeckt werden. Es handelt sich um ein linsenartiges, wohl tektonisch geschontes oder widerstandsfähiges Gebilde von nur 30 cm Länge und 10 cm Mächtigkeit. Auch hier sind die alten Blasenhöhlräume von Epidot erfüllt. Die feine Feldspatgrundmasse bildet ein geregeltes Gefüge, das die bis 1,5 mm großen Mandeln umschließt (Abb. 3).

Mit der gleichen Signatur wurde eine größere Gesteinslinse ca. 300 m SW Schatz versehen, die ebenfalls stratigraphisch etwas höher liegt und schon im Felde stark an einen Trachyt oder Andesit erinnert. Die Schieferung tritt weitgehend zurück. Bis 1 cm große sanidinähnliche Feldspäte sind mit freiem Auge als Karlsbader Zwillinge zu er-

TAFEL I:

- Abb. 3: Metamorpher Mandelstein: von divergentstrahligen Epidot-
aggregaten gefüllte Mandeln in regeltem Feldspatgefüge.
Schliff 12 b, unterer Wölfnitzgraben 600 m N Pichs. Vgr.: ca.
12fach.
- Abb. 4: Meta-Trachyt: große Albiteinsprenglinge = Sanidinpseudomor-
phosen. In der Mitte deutlicher Kristallumriß, darunter Karls-
bader Zwilling. Schliff 355', 300 m SW Schatz. Vgr. ca. 6fach,
Nicols gekreuzt.
- Abb. 5: Mikroklinrest in einem großen Feldspateinsprengling des Meta-
Trachytes. Schliff 355', 300 m SW Schatz. Vgr. ca. 70fach, Nicols
gekreuzt.
- Abb. 6: Stilpnomelan-Plättchen in Feldspat-Grundmasse. Schliff F 4—
12, 200 m W Käfer. Vgr. ca. 10fach.
- Abb. 7: Fächerförmig angeordnete Feldspäte (Intersertalgefüge) aus
einem Metavulkanit. Schliff F 4—31/II, 600 m W Käfer. Vgr. ca.
30fach, Nicols gekreuzt.
- Abb. 8: Vermutliche Pillowstruktur. Straße nach Lamm, 150 m NE Riedl.
- Abb. 9: Metatuffit mit deutlichem Wechsel von dunkleren Tufflagen
(Erz, Chlorit + Feldspat) und karbonatischen Sedimentlagen.
Schliff 132, Grünschiefer 500 m W Bierbaumer. Vgr. ca. 15fach,
Nicols gekreuzt.
- Abb. 10: Metavulkanit mit deutlichem Gegensatz von Einsprenglingen
und Grundmasse (beides Feldspat). Schliff H 5—40/I, Pölling-
bachtal, 200 m W Förstner. Vgr. ca. 10fach, Nicols gekreuzt.

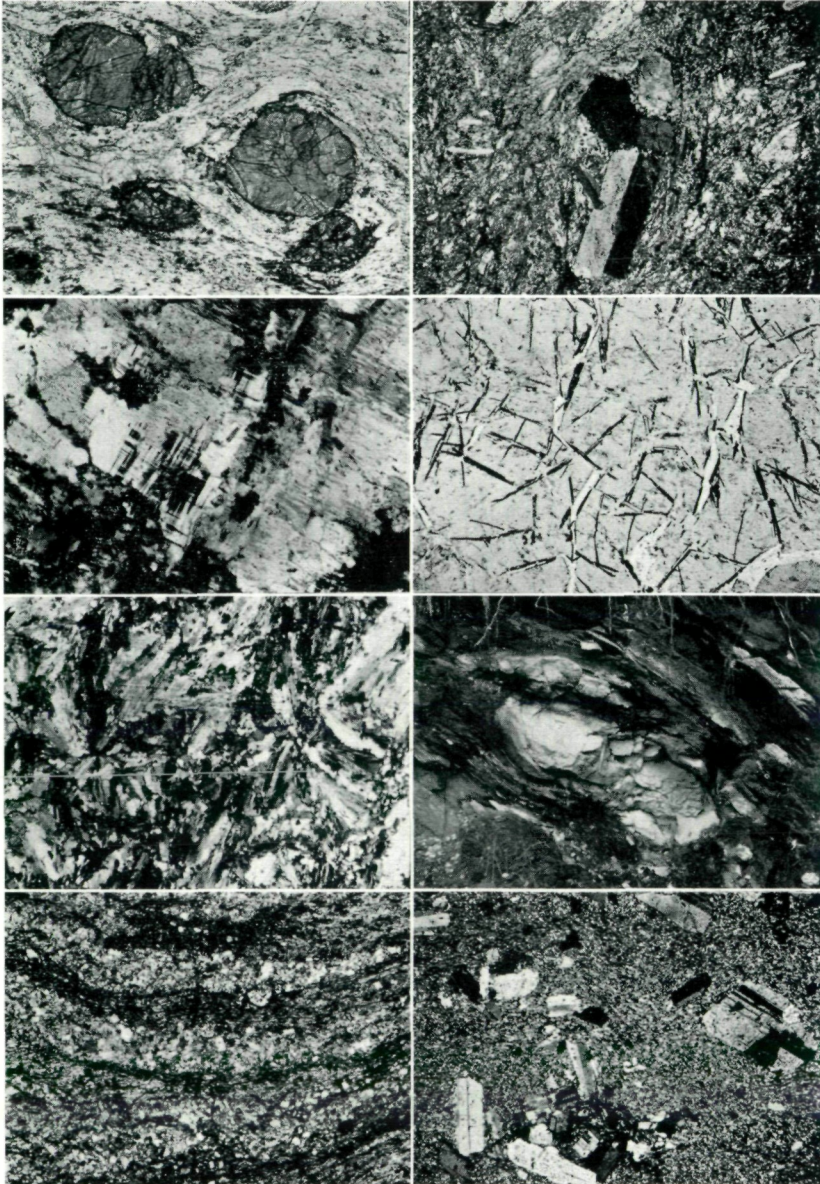


Abb. 3, 5, 7, 9.

Abb. 4, 6, 8, 10.

kennen. Im Schliff beobachtet man folgendes: Neben Serizit und Erz besteht das Gestein völlig aus leicht eingeregelteten und teilweise fächerförmig angeordneten Feldspatleisten bzw. -platten. Größere Kristalle haben ihre idiomorphe Gestalt bewahren können, deutlich sind die meisten nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt (Abb. 4). Fast alle Feldspäte liegen als feine Schachbrettalbite vor, z. T. mögen die mehr spindelartigen, wechselnd auslöschenden Feldspatlamellen perthitisch sein. Bei den meisten hat eine schwache Serizitisierung eingesetzt, und ein großer Teil des „freien“ Serizites mag ebenfalls auf Feldspatzersetzung zurückzuführen sein. Die optischen Daten der Feldspäte weisen auf Albit hin, jedoch zeigt der Kern mancher größerer Kristalle deutliche Mikroklingitterung (Abb. 5). Weiterhin wurde eine angeschliffene Gesteinsprobe nach dem Verfahren von GABRIEL/COX (1929) bzw. HAYES/KLUGMAN (1959) mit Flußsäure und Natriumkobaltnitrit-Lösung behandelt. Die deutliche Gelbfärbung zeigte Kalifeldspatgehalt an. Zumindest einige der Feldspäte tragen also noch ihre ursprünglichen Merkmale als Kalifeldspäte. Kristallgestalt und glasig-rissige Beschaffenheit weisen auf ursprünglichen vulkanogenen Sanidin hin, welcher auch hier zunächst zu Mikroklin und schließlich — nicht in allen Fällen vollständig — zu (Schachbrett-) Albit umgewandelt wurde.

Magmatischen Ursprungs sind auch zwei Feldspatgesteinslinsen 200 bzw. 600 m W Käfer. Das schmutzig-weiße Gestein der ersten Linse ist gleichmäßig wirr mit goldbraunen Stilpnomelanplättchen durchsetzt (Abb. 6). Die Grundmasse besteht zu 90% aus divergentstrahligen, fächerhaft auslöschenden Feldspäten. Diese Erscheinung zeigt die zweite Linse noch besser (Abb. 7). Statt Stilpnomelan finden sich dort Nester von grünem Chlorit.

An Pillowlava erinnert eine helle, massige, nierenförmige Linse in Epidot-Chlorit-Schiefern an der Straße nach Lamm ca. 150 m NE Riedl (Abb. 8, vgl. FRITSCH 1961a).

U. d. M. zeigt sich, daß die Schieferung eventuelle Pillowstrukturen verwischt hat. In einer feinkörnigen Grundmasse sind mm-große Schachbrettalbite eingesprengt; langgezogene Quarz-Kalzit-Linsen mögen ausgewalzte Mandelreste sein. Die Schieferungsflächen werden von Chlorit und Serizit nachgezeichnet. Unter den Akzessorien sei idiomorpher Zirkon hervorgehoben.

Außer dem bereits erwähnten, von Schwaiger bis zum Renkerbach durchziehenden, sich weiter im W in Linsen auflösenden Grünschieferzug ließ sich ein weiterer, mehrfach verzweigter Grünschieferhorizont zwischen Agsdorf und Lamm in der Wietingserie auskartieren. Seine Gesteine sollen ebenfalls schon an dieser Stelle besprochen werden.

(5) Beide Züge bestehen z. T. aus gelb- bis dunkelgrünen, oft massigen Epidot-Chlorit-Schiefern, die sich auch sonst im gesamten Bereich der Wandelitzenserie immer wieder einschalten. Sie sind wie die

bisher besprochenen Gesteine dieser Serie vulkanogener Abkunft, lediglich ihr Gehalt an Mafiten ist etwas höher. An der Untergrenze der oberen Grünschieferzone ist fast durchgehend eine starke Magnetitanreicherung zu beobachten. Ein entsprechendes Magnetit-Niveau findet sich in der westlichen Saualpe (THIEDIG 1962). Ein zweites Magnetithorizont im tieferen Grünschiefer reicht vom Pöllingbachtal W Lex bis nach Agsdorf.

U. d. M. sind manche Grünschiefer als sichere schichtige Metatuffite anzusprechen. Bei ihnen wechseln Tufflagen aus Epidot, Chlorit, Glimmer, Erz und Feldspat mit sedimentogenen Lagen aus Quarz und/oder Kalzit (Abb. 9.; Beispiel vom Steinbruch a. d. Straße nach Pustritz, 750 m NW Bierbaumer: 18% Epidot, 30% Chlorit, 9% grüner Biotit, 2% Erz, 20% Feldspat; 10% Quarz, 10% Kalzit, 1% Apatit). Auf die ehemalige Tuffnatur weist auch die hypidiomorphe Erhaltung mancher Feldspäte hin. In vielen Schlifften erkennt man Neusprossungen eines fast farblosen, wohl tremolitischen Amphibols. Ebenso wie in den hellen Tuffen ist der Titangehalt oft recht hoch: neben Titanit sind schnurförmige Leukoxen-Rutil-Aggregate mit Ilmenit ziemlich häufig.

(6) Für die Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefer ist neben den bisherigen Grünschiefer-Mineralen das Auftreten von Hornblende mit grünem bis blaugrünem, barroisitischem Pleochroismus kennzeichnend. Die stratigraphisch höchsten Hornblendegesteine sind im unteren Wölfnitzgraben, im Lambachtal W Käfer und im Pöllingbachtal (Steinbruch E Schmieger) aufgeschlossen. Das nächst tiefere, umfangreichere Vorkommen liegt SW Pribernig, und das Hauptverbreitungsgebiet ist die untere Grünschieferfolge zwischen Renker- und Pöllingbachtal. Im Gelände ist das Gestein an der intensiv dunkelgrünen Farbe und den häufig sichtbaren, bis zu 5 mm großen Hornblendekristallen leicht zu erkennen.

Der Hornblendegehalt der höchsten Vorkommen scheint der dort herrschenden Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies zu widersprechen. Er erklärt sich daraus, daß es sich bei den Hornblenden nicht um Neusprossungen handelt, sondern um Pseudomorphosen nach Augit (Uralite), möglicherweise auch um prämetamorphe Hornblenden. Der Ti-Gehalt schnur- und knäuelartiger Aggregate von Rutil und Titanit, welche als feine Säume teilweise die pseudotetragonalen Augitumrisse innerhalb von Hornblenden nachzeichnen, dürften z. T. aus Titanaugit stammen. Für den Prozeß der Uralitisierung war nur Wasser notwendig, und so konnte sich diese Umwandlung auch unter den p-t-Bedingungen der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies vollziehen, die eine Neubildung von Hornblende aus anderen Mineralen noch nicht ermöglicht hätten. In den tieferen Vorkommen SW Pribernig und S Marx erscheinen neben uralitischen Hornblenden bereits Neusprossungen von Barroisit, die Grenze zur Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies ist überschritten.

Die Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefer der Wietingserie sind

nach ihrem Stoffbestand schon nahezu Amphibolite, aber die bessere Paralleltexur, hellere Färbung und geringere Widerstandsfähigkeit machen die Abgrenzung gegen die Epidot-Amphibolite der Mesozone nicht schwierig. Auch diese höher metamorphen Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefer enthalten neben überwiegend neu gesproßter Hornblende zuweilen noch Bruchstücke großer ehemaliger Augitkristalle.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß in den Grünschieferzügen der Wandelitzen- und Wietingserie die Hornblendebildung nach E aussetzt, im unteren Zuge etwa im Pöllingbachtal, im höheren E des Lammbachs. Offenbar werden die Grünschieferhorizonte schräg von der Grenze der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies gegen die Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies geschnitten.

U. d. M.: Die Hornblende-Porphyroblasten durchdringen das Gestein teils richtungslos, teils wachsen sie mit der c-Achse//B, auch wirbelförmige Anordnung kommt vor. Beispiel (Prasinit): 47% barroisitische Hornblende, 15% Epidot, 6% Chlorit, 11% Quarz, 13% Feldspat, 8% Titanit.

(7) Die Marmore der Wandelitzenserie sind deutlich gröber als die Haimburg-Trixener Marmore. Die geringmächtigen Vorkommen (selten über 5 m) weisen meist eine hellgraue Färbung auf.

U. d. M. (Beispiel aus den tektonisch isolierten Klötzen um Leouk): 97% Kalzit (Φ 0,5—0,75 mm, max. 1,75 mm), 2% Muskovit (Φ 0,4 mm), 1% Quarz (idiomorph).

Interessant sind fünf kleine Linsen eines Magnetit-Marmors. Sie treten etwa in gleicher stratigraphischer Position S Rappatz, SW Schatz und W Jölly auf. Es sind ziemlich unreine, eisenreiche Kalkmarmore, die mit bis zu 5 mm großen Magnetitkörnern gespickt sind. Man muß wohl an einen genetischen Zusammenhang mit den umgebenden Vulkanitabkömmlingen denken. Eine der Linsen läßt sich auf 500 m Länge verfolgen, wenn auch der Erzgehalt nicht so weit durchhält.

U. d. M.: 77% Karbonat, 5% Magnetit, 5% Biotit, 3% Chlorit, 3% Pistazit, 3% Klinozoisit, 2% Feldspat und 2% Quarz.

Zu den metamorphen Vulkaniten sei hier noch einiges Allgemeine gesagt: Schon frühere Bearbeiter der weiteren Saualpe erkannten eine gewisse Eigenständigkeit der von uns als Metatuffe usw. gedeuteten Gesteine an, wenn sie sie auch zunächst als Diaphthorite im Sinne F. BECKEs (1909) bezeichneten (H. BECK 1926, 1929; ähnlich BECK-MANNAGETTA 1953 c: „Pegmatit-Diaphthorite“, 1954: „Gneismylonite“ usw.). H. BECK gibt bereits 1929 auch Vulkanite als mögliche Ausgangsgesteine im Raum Guttaring und in der westlichen Saualpe an. BECK-MANNAGETTA bezeichnet die Serie 1963 als „Porphyroid-Serie“.

Die Deutung der Serie als Diaphthoresezone wird jedoch als Beweis für die Existenz verschiedener alpidischer Deckeneinheiten — auch in unserem Arbeitsgebiet — benutzt (TOLLMANN 1963). Die Deutung als Diaphthorite gründet sich vornehmlich auf das Vorkommen der

großen zerbrochenen Feldspäte, vielleicht noch auf den Chloritgehalt dieser Gesteine (vgl. H. BECK 1926, 1929; BECK-MANNAGETTA 1952b, 1953c, 1954, 1959). Andere so deutbare Erscheinungen treten jedenfalls im Bereich der Wandelitzenserie nicht auf.

Dagegen seien die Argumente für die Effusiv- bzw. Tuffnatur eines Großteils der Serie noch einmal zusammengefaßt:

1. An zwei tektonisch geschonten Stellen haben sich Mandelsteinreste erhalten (Abb. 3). Völlig gleiche Bilder sind übrigens aus dem Tauernkristallin bekannt geworden: auch dort sind in sehr ähnlichen Gesteinen scharf begrenzte epidotgefüllte Blasen Hohlräume erhalten (FRASL 1958).
2. An einem der Mandelsteinvorkommen und einem weiteren Aufschluß wurden größere sanidinähnliche Feldspatkristalle entdeckt (Abb. 4).
3. In vielen Schliffen sind fächerförmig angeordnete Feldspatleisten zu beobachten (Abb. 7), von denen die größeren Aggregate als intersertales Gefüge, die feineren vielleicht als veränderte Entglasungserscheinungen (Sphärolithe) zu deuten sind.
4. In dem in vielen dieser Gesteine auffallenden Gegensatz zwischen großen Feldspat-Einzelkristallen und feinem Grundgewebe ist offensichtlich der alte Kontrast Einsprenglinge — Grundmasse bewahrt worden (Abb. 10). Daß ein derartiges Bild bei zunächst progressiver und dann wieder regressiver (diaphthoritischer) Metamorphose zustandekommen soll, ist kaum denkbar.
5. Einige von vornherein tuff- bzw. vulkanitverdächtige Gesteine enthalten idiomorphe, wohl prämetamorphe Zirkone (v. CHRUST-SCHOFF 1886, HOPPE 1962), die in den anderen kristallinen (rein sedimentogenen) Gesteinen fehlen (vgl. STÖFFLER 1963).
6. In etwas dunkleren Gesteinen sind des öfteren Hornblendes deutlich aus Augiten hervorgegangen.
7. Der hohe Erzgehalt (besonders Magnetit, Titanit und Ilmenit) vieler Bereiche der Wandelitzenserie läßt sich gleichfalls zwanglos aus deren vulkanischer Abkunft erklären.
8. In einem nierenförmigen Feldspatgesteinskörper kann man Pillowlava vermuten.

Überdies läßt sich für manche Typen das vulkanische Ausgangsmaterial mit einiger Sicherheit ermitteln. Die „blaugrauen feinen“ und die „grobkörnigen Feldspatmetatuffe“ bestehen zum größten Teil aus Feldspat. Für diesen muß man auf Grund des äußeren Habitus, der optischen Befunde, des Auftretens von Mikroklinresten und Resten von Kalifeldspat nach der Färbung von GABRIEL/COX, HAYES/KLUGMAN einen ursprünglichen Kali- oder auch Kali-Natron-Feldspat (Sanidin) fordern. Da außerdem in den entsprechenden Schliffen Quarz völlig fehlt, ist ein Alkalitrachyt (Keratophyr) bis Trachyt

(Orthophyr) und der zugehörige Tuff als Ausgangsgestein anzunehmen (daher ist die Bezeichnung „Porphyroid-Serie“ von BECK-MANNA-GETTA 1963 unglücklich). Nur wenig basischere Typen liegen in den Grünschiefern vor, noch basischere Vulkanite waren die Hornblendegesteine mit Augitpseudomorphosen. Die überwiegende Masse der Effusivgesteins- und Tuffabkömmlinge der Wandelitzenserie ist einem sauren bis intermediären kalireichen Vulkanismus zuzuordnen. Damit liegen etwa die gleichen Verhältnisse wie im Raume NW St. Veit/Glar vor (FRITSCH 1961a).

Die Deutung dieser bis 700 m mächtigen Gesteinsfolge als „Diaphthoreseschleier“ und damit als Deckenbahn (TOLLMANN 1963, S. 7) dürfte damit widerlegt sein.

d) Die Wietingserie (Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies)

Die Wietingserie besteht im wesentlichen aus einer ca. 500 m mächtigen metaklastischen Gesteinsfolge, in die sich E des Renkerbaches die schon besprochene untere Grünschieferzone einschaltet. Die Gliederung der recht eintönigen Serie erfolgt hauptsächlich nach dem Metamorphosegrad. Entscheidend für die Gesteinsbezeichnung ist die Größe der Hellglimmer:

| | |
|--------------------------------|---|
| Phyllit: | Serizit: Muskovit > 2:1 |
| glimmerschiefriger Phyllit: | Serizit: Muskovit = 2:1 bis 1:1 |
| phyllitischer Glimmerschiefer: | Serizit: Muskovit = 1:1 bis 1:2 |
| Glimmerschiefer: | Serizit: Muskovit < 1:2 (FRITSCH 1961b) |

1. Die quarzitischen und Albitphyllite, geländemäßig nicht trennbar, haben ihre größere Verbreitung im Bereich der Wandelitzenserie, vor allem E des Renkerbaches. In der Wietingserie bauen sie ein umfangreicheres Gebiet W St. Andrä auf. Das makroskopische Bild ist nicht sehr spezifisch: von kleinen Beimengungen, wie Chlorit oder Karbonat, abhängiger Habitus, sonst von schmutzig-grauer Farbe und mit wechselnd ausgeprägter Schieferung. Der relativ hohe, fein verteilte Feldspatgehalt der Albitphyllite (übrigens auch mancher glimmerschiefrigen Phyllite) erschwert sichere Rückschlüsse auf das Ausgangsgestein. Die Zusammensetzung dürfte am ehesten feinkörnigen Tuffiten oder Arkosesandsteinen, eventuell auch feinkörnigen Grauwacken entsprechen.

Beispiel von quarzitischem Phyllit: 56% Quarz, 27% Serizit (ϕ 0,05 mm), 5% Feldspat, 4% Erz, 1% Epidot, 7% Chlorit, akzessorisch Turmalin.

Beispiel von Albitphyllit: 28% Quarz, 46% Serizit, 25% Feldspat, 1% Erz.

2. Die 150–250 m mächtige, mehrfach an tektonischen Fugen versetzte Einheit der glimmerschiefrigen Phyllite setzt erst W des Burgstallrückens ein. Sie gehen dort infolge höherer Metamorphose aus Albitphylliten hervor, entsprechend der Metamorphosezunahme von E nach

W in den Grünschieferhorizonten. Muskovitplättchen werden mit freiem Auge erkennbar. Der meist vorhandene, zuweilen eisenreiche Karbonatanteil kann zur Einlagerung von Marmorlinsen führen.

Beispiel u. d. M.: 40% Karbonat, 16% Chlorit, 13% Serizit (ϕ 0,08—0,1 mm), 12% Quarz, 8% Muskovit, 7% Feldspat, 4% opak.

3. Der 300 m mächtige Komplex der phyllitischen Glimmerschiefer schließt die Epizone zum Liegenden hin ab. Außer dem beginnenden Auftreten von Granat ist vor allem eine weitere Kornvergrößerung der Hellglimmer zu bemerken. Allerdings beobachtet man gerade hier stärkere Schwankungen im Metamorphosegrad. Beispielhaft ist dafür das mittlere Wölfnitztal: Gesteine mit Phyllit- und Glimmerschiefercharakter wechseln mehrmals. Der Begriff „phyllitischer Glimmerschiefer“ stellt in solchen Fällen einen Mittelwert dar. Die Variationsbreite der phyllitischen Glimmerschiefer reicht von stark karbonatischen über stark quarzitisches zu graphitreichen Typen. Für das Gebiet NW Agsdorf ist ein gewisser Chlorit- und Epidotgehalt charakteristisch, der dem Gestein einen dunkelgrünen Ton verleiht.

Beispiel u. d. M.: 38% Muskovit + Serizit, 37% Quarz, 20% Biotit, 4% Granat, 1% Feldspat, akzessorisch: Apatit.

In vielen Schliften aller sandig-tonigen Abkömmlinge der Wietingserie konnten zonar gebaute Epidote mit feinem s_i im Kern beobachtet werden. Das helizitische oder verfälschte s_i steht in keiner Beziehung zum s_e so daß eine Zweiteilung des Deformations- und Metamorphosevorgangs vermutet werden kann (vgl. LODEMANN 1966).

3. Das mesozonale Kristallin

Eine Zuordnung der Kartiereinheiten der Mesozone zu den bisher in der Saualpe erarbeiteten mesozonalen Serien (FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1960) ist trotz tektonischer Zerstückelung und geringer flächenmäßiger Verbreitung auf Grund der Aufnahmen von LODEMANN (1966), KLEINSCHMIDT und WURM (unveröff.) möglich geworden:

- a) Waitschacher Serie
- b) Kräupingserie
- c) Zossener Serie

Die Gesteine dieser drei Serien sind unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies entstanden.

a) Die Waitschacher Serie

Zur Waitschacher Serie gehören die Granatglimmerschiefer-Vorkommen W Gohle, SW Arnold, NW Pustritz und E Gosler. Die Hellglimmergrößen der feinschuppigen Granatglimmerschiefer streuen von 0,08 bis 0,2 mm. Höherer Quarzgehalt und Graphitanteile täuschen gelegentlich eine geringere Metamorphose vor.

Beispiel u. d. M.: 59% Serizit/Muskovit, 24% Quarz, 9% Almandin (zonar), 6% Chlorit, 2% Erz. — In einigen Fällen schließen amö-

boide, posttektonische Feldspäte als si Graphit ein, welcher auch das gröbere, dem si parallele se abbildet.

b) Die Kräupingserie

In die Kräupingserie ist der Hauptteil des 700 m mächtigen Amphibolit-Komplexes des Sauerschnig zu stellen, dessen obere Partien allerdings auf Grund marmorführender Glimmerschiefer-Einschaltungen hier die Waitschacher Serie vertreten. Die schweren, schwarzgrünen Gesteine, deren helle Bestandteile (Quarz und Feldspat) sich öfters zu dünnen Bändern, gelegentlich zu Schlieren und Linsen anreichern, sind wohl von basischen Vulkaniten oder sillartig intrudierten Subvulkaniten abzuleiten. Dem Sauerschnig-Amphibolit entsprechen die Vorkommen NW des Hutterkogels, die teilweise schon Granat führen.

U. d. M. ist der rein grüne Pleochroismus der Hornblenden zu erkennen. Beispiel: 59% Hornblende, 29% Feldspat, 5% Quarz, 4% Erz, 3% Epidot (fehlt nie ganz).

Aus der Störungzone NE Raunig stammt der einzige „Diaphthorit“ unseres Kartiergebietes. Sämtliche Hornblenden wurden unter teilweiser Erhaltung ihrer Kristallgestalt zu Chlorit und Kalzit umgewandelt, insbesondere ist die Spaltbarkeit der früheren Hornblenden noch deutlich zu erkennen.

Mit den Amphiboliten verzahnen sich N Gohle und SE Paterham grobschuppige staurolithführende Granatglimmerschiefer.

Beispiel u. d. M.: 46% Quarz, 30% Muskovit (ϕ oft 5 mm), 14% brauner Biotit, 9% Almandin (ϕ um 1 cm), akzess. Staurolith und Turmalin. In anderen Schlifften auch Chloritoid und Oligoklas.

c) Die Zossener Serie

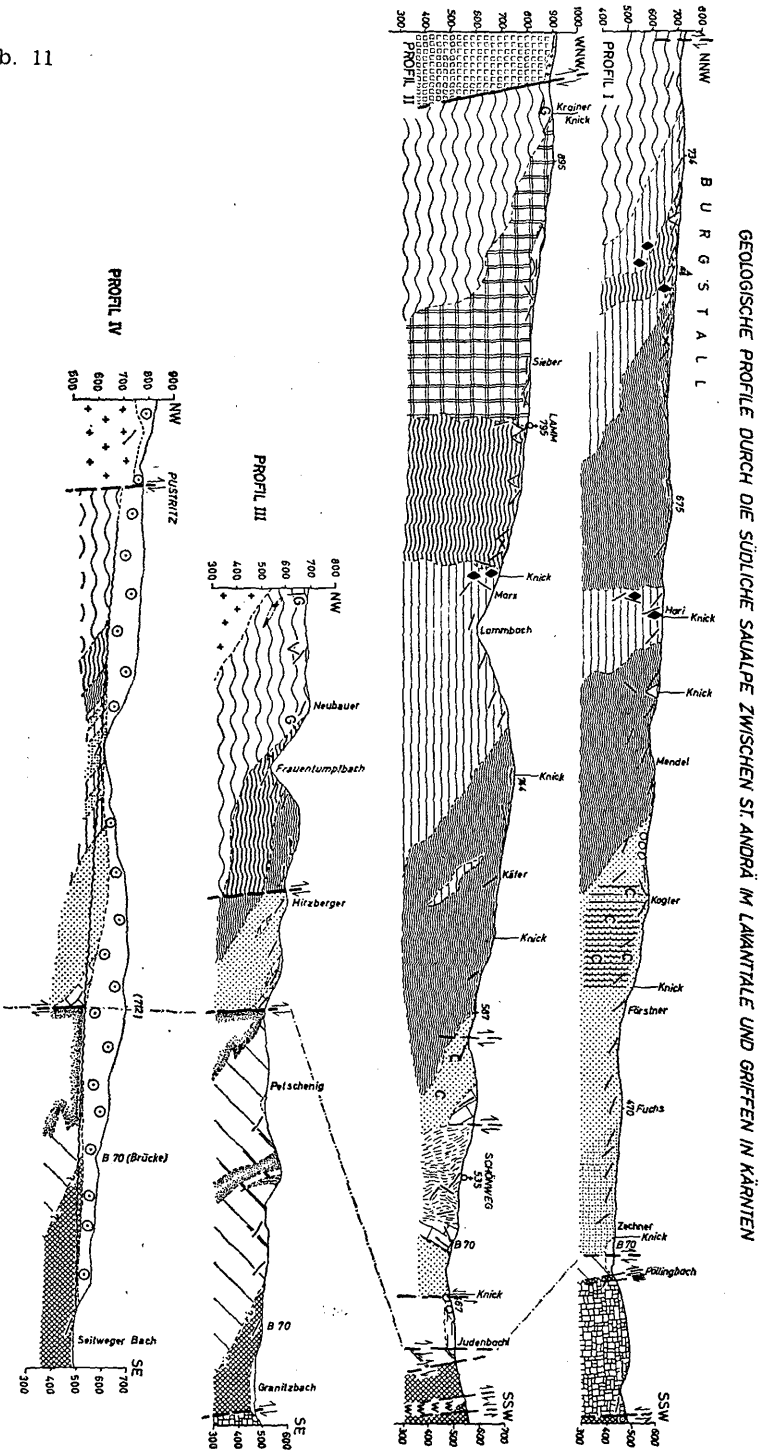
Das im Kartierbereich stärkst metamorphe, stratigraphisch tiefste Gestein taucht an der Ostböschung des mittleren Wölfnitzgrabens auf: ein Granatglimmerschiefer mit flaserigen Disthen-Aggregaten.

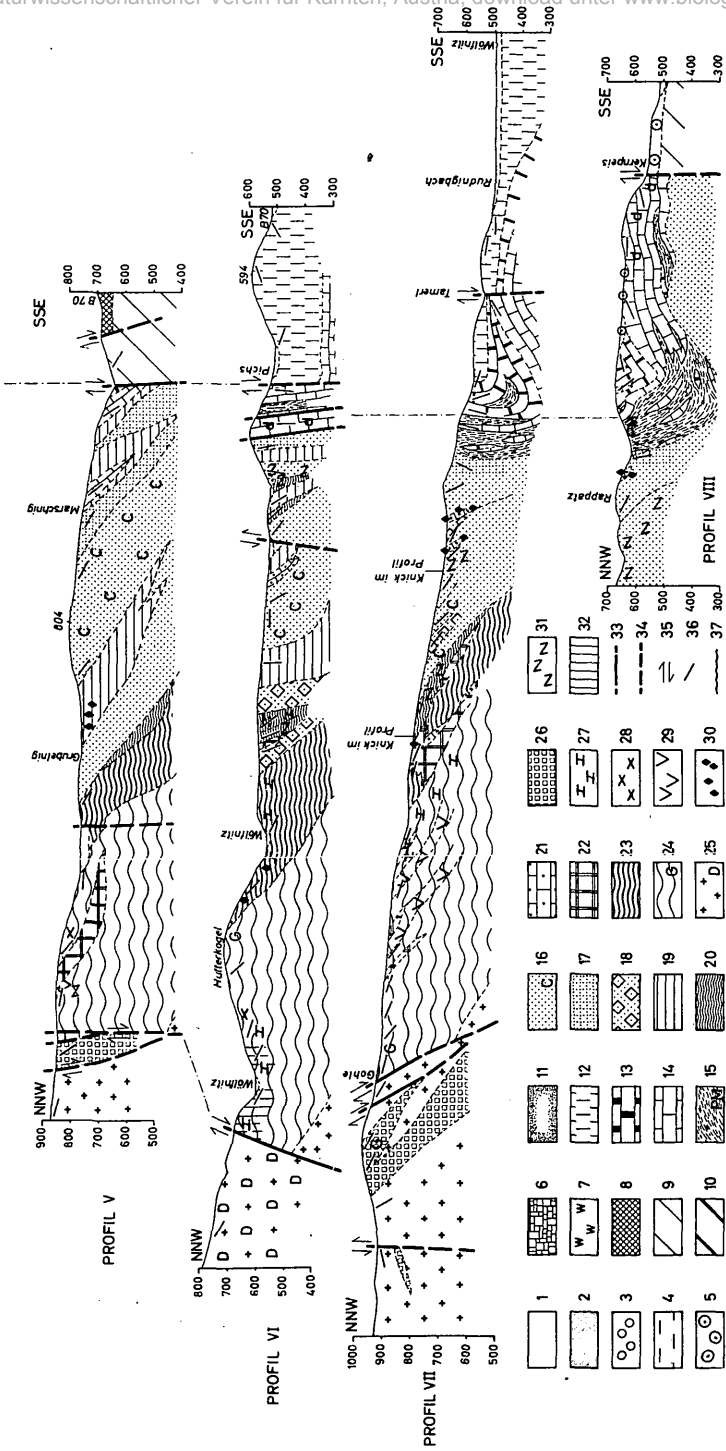
Die Disthenfasern sind trotz ihrer Größe (ca. 5 mm) erst u. d. M. zu erkennen und entpuppen sich dort als feiner Disthenfilz. Der Feldspat ist auch hier ein Oligoklas (An_{25}). Beispiel: 40% Muskovit, 29% Quarz, 15% Almandin (zonar), 8% Disthen, 4% Oligoklas, 1% Staurolith und 3% Chlorit.

B. Fazies - Zusammenhänge

Betrachtet man die jetzt fast vollständig kartierte Epizone der südlichen und westlichen Saualpe und der östlichen Ausläufer der Gurktaler Alpen im Zusammenhang, so stehen einer ausgesprochen karbonatreichen Schichtfolge zwischen Brückl und Griffen (THIEDIG 1966) mächtige vulkanogene Serien mit nur geringem Karbonatanteil gegenüber. Im W ist es das von FRITSCH (1957, 1961a) bearbeitete Gebiet um den Sonntagsberg bei St. Veit a. d. Glan und W Hüttenberg (Urteigraben). Im E — zwischen Griffen und St. Andrä i. L. — nimmt die Bedeutung der karbonatischen Gesteine ebenfalls ab. Die Haimburg-Trixener Marmore dünnen in unserem Kartiergebiet von insge-

Abb. 11





samt 250 m im W auf 40 m im E aus. Ein Teil des Mächtigkeitsschwundes ist allerdings durch Bruchtektonik bedingt. Daß diese jedoch nicht die einzige Ursache dafür ist, ergibt sich aus dem westlich anschließenden Bereich: Vom Dragonerfels NW Völkermarkt nehmen blauer und weißer Marmor etwa kontinuierlich in Richtung Griffen von ca. 400 m auf 250 m ab (THIEDIG 1966).

Aber auch innerhalb der vulkanischen Abfolge der Wandelitzenserie und der höheren Wietingserie stellen wir fazielle Unterschiede im Streichen fest: Zunahme der klastischen Abkömmlinge nach E, Einschaltung zweier größerer Grünschieferlagen mit maximaler Mächtigkeit im Bereich des Lambbaches, schwankende Mächtigkeiten charakteristischer Tuffe und Tuffite und deren teilweises Ausklingen im Kern des Gebietes. Die Eruptionszentren dürften für die basischeren Metavulkanite zwischen Lamm- und Renkerbach (mächtigste Grünschiefer mit Uraliten), für die sauer-intermediären etwas weiter westlich um das Wölfnitztal (g r o b e Metatuffe, echte Laven) zu suchen sein.

In dem Übereinander von Ultrabasiten der hohen Zossener/St. Martiner Serie (LODEMANN 1966), Amphiboliten des Sauerchnig (Kräuping- und Waitschacher Serie), Grünschiefern der Wieting- und tieferen Wandelitzenserie und Metakeratophyren usw. der höheren Wandelitzenserie spiegelt sich eine Entwicklung von ultrabasischem über basischen und intermediären zu intermediär-saurem Magmatismus wider. Man darf daher wohl für die Zossener/St. Martiner, die Kräuping-, die Waitschacher, die Wieting- und die Wandelitzenserie ein zeitliches Nacheinander in der Ablagerung annehmen, mögen auch manche der metamagnetischen Körper lakkolithartige Bildungen sein.

Zu den Abbildungen 11, Seiten 128/129

1 Quartär, 2 Lavanttaler Stauseesande, 3 Schotter versch. Alters, 4 Tertiär von Schönweg, 5 Granitztaler Schichten, 6 Trias-Dolomit, 7 Werfener Schichten, 8 Permoskythsandstein, 9 paläozoische phyllit. Tonschiefer, 10 Tuffe darin, 11 Diabas, 12 Graue Phyllite, 13 dunkler, 14 heller Marmor, 15 Graphitphyllit \pm Karbonat, PM = Phyllitflatschenmarmor, 16 Metatuffe, -tuffite, C = chloritführend, 17 blaugraue feine Feldspat-Metatuffe und -vulkanite, 18 grobkörnige Feldspat-Metatuffe und -vulkanite, 19 Epidot-Chlorit-Schiefer, 20 Albit- bis quarzitisches Phyllite, 21 größerer Marmor, 22 Hornblende-Epidot-Chlorit-Schiefer, 23 glimmerschiefrige Phyllite, 24 phyllit. Glimmerschiefer, G = Granat, 25 Granatglimmerschiefer, D = Disthen, 26 Amphibolit, G = Granat; **Übersignaturen:** 27 karbonatisch, 28 graphitreich, 29 feldspatreich, 30 magnetitreich, 31 stark quarzitisch, 32 grünschiefrig; — 33 Störung gesichert, 34 vermutet, 35 relativer Bewegungssinn an Störungen, 36 Schnitt der s-Flächen mit der Profilebene, 37 Projektion der Erosionssohle des Pustritzer Schotterschlauches auf die Profilebene (Profil IV). Maßstab ca. 1:31000 (Profil I-IV) bzw. ca. 1:27000 (Profil V-VIII), nicht überhöht.

C. Tektonik

Das gesamte Kartiergebiet stellt einen nach SE geneigten Block dar, der von einem WSW-ENE- und einem NNW-SSE-Störungssystem in mehrere Schollen zerstückelt ist. Die Störungsdichte nimmt von W nach E ab. Diese Tendenz ist umso merkwürdiger, als die Hauptstörungen deutliche Beziehungen zur Lavanttaler Störungszone haben: Sie laufen ihr parallel und bilden — großräumig betrachtet — Staffelbrüche gegen das Lavanttal.

Das metamorphe Gesteinspaket ist bis in den mikroskopischen Bereich hinein intensiv infaltet. Die Großstrukturen des 2500 m mächtigen Komplexes sind klar und einfach und lassen sich z. T. schon im Aufschluß verkleinert wiedererkennen (Abb. 13): Zonen mit flachem S-Fallen wechseln mit Bereichen starken Abtauchens oder ausgesprochener Steilstellung.

1. Die meßbaren tektonischen Elemente

Aus den synoptischen Sammeldiagrammen (Taf. II, 10 u. 11) erkennt man ein durchschnittliches Streichen und Fallen der s-Flächen von 70–80/30 SE, was sich deutlich im Kartenbilde ausprägt.

Die meßbaren s-Flächen sind in allen beobachteten Fällen identisch mit der Schieferung (sf). Dem sf laufen meist auch die stofflichen Grenzen parallel, d. h. für diese Fälle gilt $sf = ss$. Ausnahmen davon liegen vor allem in den phyllitischen Tonschiefern der Magdalensbergserie und in den Grauen Phylliten vor. Das Bild, $ss \wedge sf$, scheint für diese höchsten Teile des Kristallins typisch zu sein. Dasselbe konnte auch THIEDIG (1966) beobachten. Es handelt sich bei dieser Schieferung um Transversalschieferung, die mit intensiver Scherfaltung verbunden ist, im tieferen Kristallin dagegen um „hypertrophierte Transversalschieferung“ (CLAR et al. 1963) + Kristallisationsschieferung. Die Beobachtung einfacher Transversalschieferung und Scherfaltung auch in tieferen Serien stört allerdings die Vorstellung einer Stockwerkstektonik.

Echte Faltenachsen sind selten meßbar, die Angaben über Achsenrichtungen wurden in erster Linie aus B-parallelen Lineationen auf den s-Flächen gewonnen. Durchschnittlich streichen die Achsen bei fast horizontaler Lage 90 bis 100°. Daneben ist weit schwächer eine zweite Achsenrichtung von 10 bis 20° ausgeprägt (vgl. Diagramm 5, Taf. II). Für den Westteil des Gebietes geht aus den stereographischen Projektionen 1 bis 4 (Taf. II) eine Drehung der Achsenrichtung von 110° im N über 100° und 90° auf 70° im S hervor. Das starke Abweichen von der in der Saualpe üblichen B-Achsenrichtung (100 bis 110°: v. KAMP u. WEISSENBACH 1961, THIEDING 1962, 1966) im S entspricht etwa der Richtung der Saualpensüdrand-Flexur (s. u.) und dürfte von ihr beeinflusst sein.

Die Sammeldiagramme der Kluftpole (Taf. II, 8 und 9) zeigen

deutlich zwei bevorzugte Richtungen: 110° und um 180° . Bei der N-S-Richtung handelt es sich vielleicht um die zur Faltung gehörende ac-Klüftung. Eindeutiger ist die wechselseitige Abhängigkeit von Klüften und Störungen.

2. Die Falten

Die beobachteten Falten sind – von wenigen Ausnahmen abgesehen – rekristallisiert. Das bedeutet, daß die Faltung mindestens syn-, wenn nicht präkristallin ist (v. KAMP u. WEISSENBACH 1961).

Die Falten weisen materialbedingt recht unterschiedliche Gestalt und Dimension auf. Größere Falten mit Wellenlängen und Amplituden von 1 m und mehr sind selten. Sie finden sich hauptsächlich in den

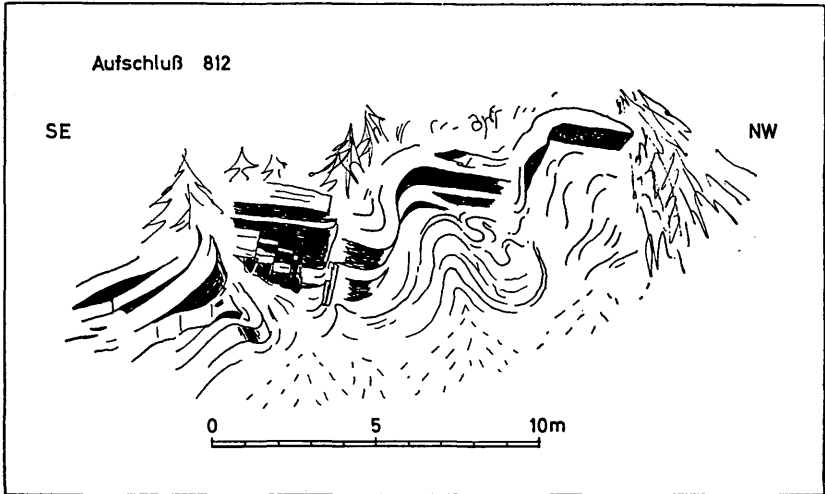


Abb. 12: Südvergente Falten im hellen Marmor der Haimburg-Trixener Marmorserie. Steinbruch N Petschenig im Granitztal.

TAFEL II:

Stereographische Projektionen gemessener tektonischer Elemente:

Diagramme 1, 2, 3, 4: Drehung der B-Achsenrichtung von N nach S westlich des Renkerbaches.

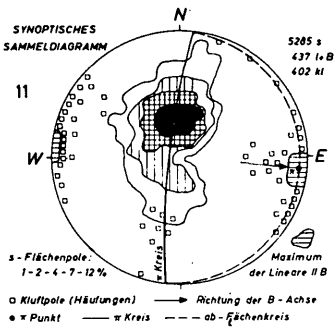
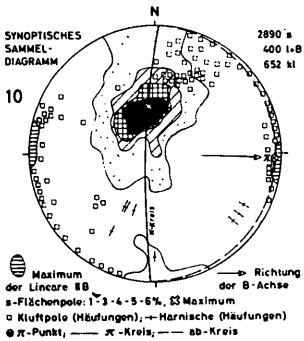
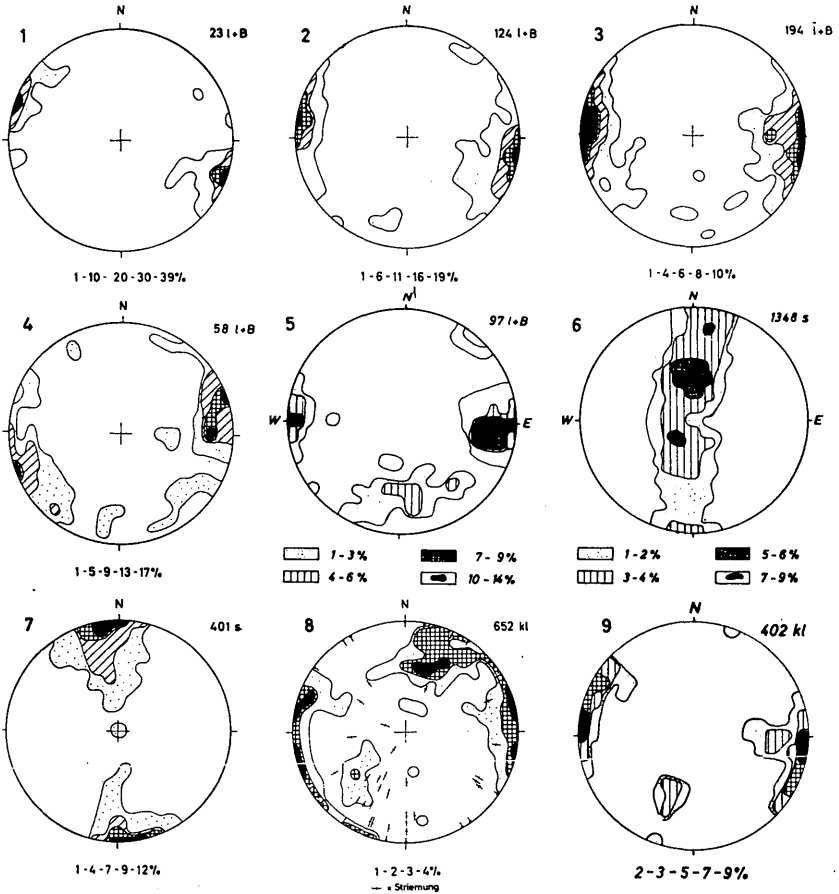
Diagramm 5: B-Achsen und Lineare parallel B im Bereich W und N Framrach.

Diagramm 6: s-Flächenpole der Steilstellungszone.

Diagramm 7: s-Flächenpole aus der Südrand-Flexur N Pichs.

Diagramm 8 und 9: Sämtliche Klüftpole aus dem westlichen (8) bzw. dem östlichen (9) Teilgebiet.

Diagramm 10 und 11: Synoptische Sammeldiagramme aus dem westlichen (10) und dem östlichen (11) Teilgebiet.



Marmorlagen, aber auch phyllitische Gesteine können in dieser Größenordnung verfaltet sein. Alle diese größeren Falten weisen bis auf eine Ausnahme eine klare S-Vergenz auf (Abb. 12). Häufiger beobachtet man Falten im Größenbereich von 10 bis 50 cm. Sie sind im allgemeinen an dünnplattige Marmore und schmale Karbonatlagen in Phylliten gebunden. Bei ihnen handelt es sich um s-parallele, bei flachem s liegende Isoklinalfalten mit einer gewissen Tendenz zur Scherfaltung. In den tieferen phyllitischen Gesteinen gehen sie in lang ausgezogene, s-parallele Spitzfalten mit minimaler Wellenlänge über. Der Falten-scheitel entzieht sich oft der Beobachtung, oft mag er gar nicht ausgebildet sein. Von den langen Spitzfalten kann auf eine Art „lamina- ren Überschiebens“, also eine beträchtliche Einengung und eine starke tektonische Vergrößerung der Mächtigkeiten besonders der phyllitischen Partien, geschlossen werden. Dazu kommt eine im mm-Bereich liegende feine Verfältelung, die ebenfalls eine scheinbare Vergrößerung der Mächtigkeiten bewirkt.

3. Die Steilstellungszone

Östlich des Renkerbaches liegen die gesamten glimmerschiefrigen Phyllite und Teile der angrenzenden Grüngesteine in einer Steilstellungszone (Abb. 11, Profil I und II). Im N reicht sie bis zur Linie Kogelbauer-Sieber-Geisselbacher-Schwaiger, die Südgrenze verläuft

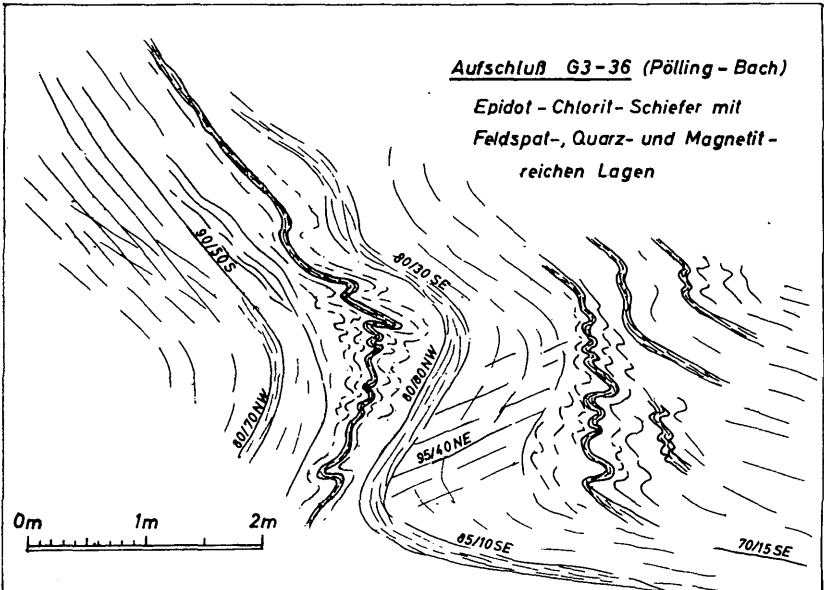


Abb. 13: Disharmonische „Wellblechfaltung“ im Bereich der Steilstellungszone. Pöllingbachtal, 200 m E Rescher.

vom Renkerbach W Tschori über Muritzer ebenfalls zum Gehöft Schwaiger. Innerhalb der Steilstellungszone sind die Schichten nicht einfach \pm senkrecht aufgerichtet, sondern zusätzlich wellblech- oder treppenartig verformt. Die „Wellblechfaltung“ setzt sich aus dm-großen Falten mit mehr oder weniger senkrecht stehenden Falten-spiegel zusammen (Abb. 13). Die „Treppenfaltung“ erfaßt etwas größere Bereiche, Höhe und Breite der einzelnen „Stufen“ haben Ausmaße von einigen Metern bis Zehnermetern. Derartige verfaltete Gesteinspartien fallen als ganzes mit etwa 60 bis 70 Grad ein. Das Gebiet zwischen Sieber, Brunner und der Kirche von Lamm zeigt diesen Verformungstyp am deutlichsten. Wellblech- und Treppenfaltung erinnern in der Form an die von FALCON u. HARRISON (1934) u. a. beschriebenen „collapse structures“.

Das s-Flächen-Diagramm der Steilstellungszone (Taf. II, Nr. 6) beweist das einheitliche Streichen und das flache E-Fallen der Achsen dieser Strukturen. Die beiden dem Mittelpunkt benachbarten Maxima entsprechen den bei der Wellblechfaltung auftretenden Fallrichtungen, während das dritte Maximum der Treppenfaltung zuzuordnen ist.

4. Die Flexur

Eine zweite große Abtreppung der südlichen Saualpe bildet die Saualpensüdrand-Flexur. Mögen ihre Anlagen auch variskisch sein, so ist ihr heutiges Bild doch alpidisch geprägt. Diese Flexurzone erstreckt sich etwa von Leouk im W unter dem Erlacher Schotterschlauch nach E über den Rudnig- und Wölfnitzbach bis NE Pichs. Von dort an ostwärts ist der Südrand der Saualpe durch eine Störung markiert. Im W wird die Flexur am Griffener Verwurf abgeschnitten, sie setzt sich weiter südlich (Griffener Schloßberg) nach W fort (THIEDIG 1966). Die Steilstellungszone der Flexur (Taf. II, Diagramm 7) liegt im Bereich der Haimburg-Trixener Marmore. Südlich ist der Flexur streckenweise eine Einmuldung vorgelagert (Abb. 11, Profil VII u. VIII). Parallel zur Flexurachse laufen in den dolomitischen Marmoren mehrere Mylonitisierungszonen. An Blattverschiebungen wird die Flexur mehrfach um geringe Beträge versetzt.

Möglicherweise besteht beim Kernpeis eine weitere, zur ersten parallele Abtreppung, da sich dort ein Abbiegen der sonst söhligten Schichtung nach S andeutet.

5. Die Störungen

Die einzige große WSW-ENE-Störung ist die „Bierbaumerstörung“, die bei Pichs aus der Saualpensüdrand-Flexur hervorgeht. Diese wird hier also zur Saualpensüdrand-Verwerfung. Von Pichs zieht sie über den Bierbaumersattel unter dem Pustritzer Schotterschlauch hindurch, das Granitztal querend, durch den Salzburger Wald ins Lavanttal. S Wiesenhüter gabelt sie sich in mehrere Äste. Aus Profilen durch

den Pustritzer Schotterschlauch und aus dem Geländebefund geht hervor, daß jene Schotter nicht mehr mitversetzt wurden. Allerdings lebte der Sprung im Raum Schönweg wieder auf, denn dort ist zwar zuerst auch Paläozoikum und Permotrias gegen epizonales Kristallin versetzt worden, später sind dann aber noch zwei Schollen mit untertoronem Tertiär eingebrochen.

Die Sprunghöhe nimmt nach E von ca. 100 m auf ca. 400 m zu. An kreuzenden N-S-Verwerfern scheint sie nur beim Bierbaumer um 50 m nach N versetzt zu sein, was für ein ziemlich senkrechtes Einfallen spricht. Markierungen des genauen Verlaufs sind u. a. eingeklemmte Linsen von hellem und dunklem Marmor, Grauem Phyllit und Werfener Tonschiefern. Parallel dazu verlaufen im Deckgebirge des westlichen Salzburger Waldes mehrere Abschiebungen, Gräben und Horste.

Die Saualpensüdrand-Störungszone zeigt in ihrem gesamten bisher bekannten Verlauf von Trixen bis zum Granitztal (THIEDIG 1966) keine nennenswerten Einengungserscheinungen, und auch der komplizierte Abschnitt bis zum Lavanttal läßt sich zwanglos durch Abschiebungserscheinungen erklären. Die bei BECK-MANNAGETTA (1963) beschriebene Einengungstektonik mit Schuppenbau stützt sich im wesentlichen auf drei angeblich durch jüngere Schichten vom übrigen Gesteinsverband abgetrennte Vorkommen von Permoskythsandstein. Die auf Trias liegenden „Permoskyth-Deckschuppen“ NW Grabenbauer bestehen jedoch aus sandig verwitterndem Dolomit, sie gehören also zum Triasdolomit der Umgebung. 500 m NW Proprat sollen innerhalb eines reinen Permoskythsandstein-Gebietes mit z. T. tiefgründiger Verwitterung „Serizitschiefer-Lamellen“ eine weitere Schuppe abgrenzen. Dies erscheint als Nachweis kaum ausreichend. Die Werfener Schichten und Anis-Rauhwaçken N Holzhanzl sind vollständig von Permoskythsandstein umgeben und als kleiner Graben zu deuten.

Der bedeutendste NNW-SSE-Sprung ist der Griffener Verwurf (HÖFER 1894), ein Parallelsprung zur Lavanttaler Störungszone. Von Eberstein über die Saualpe streichend erreicht er NW Diete den westlichen Kartenrand. Mehrfach verzweigt windet er sich W an Erlach vorbei über Griffen ins untere Wölfnitztal, um sich schließlich über Bleiburg in die östliche Petzen hinein fortzusetzen (SPITZ 1919). In dem bisher genauer bekannten Abschnitt ist stets die Ostscholle abgesunken, wenn auch um recht unterschiedliche Beträge: E Griffen ca. 1000 m (THIEDIG 1966), S Kernpeis (Rakounig) ca. 400 m, N Leouk insgesamt 1000 m. Der Griffener Verwurf versetzt im N mesozonale Gesteine gegen epizonale und bildet hier die Ostbegrenzung des großen mesozonalen Horstes E Grafenbach. Dessen Südende bricht NW Leouk treppenförmig ab, und es entsteht ein recht kompliziertes Hackfeld mit ankeritischen Myloniten, Versumpfungen und Quellaustritten, dessen Übersichtigkeit auch noch stark von der tertiären Bedeckung beeinträchtigt wird.

Neben der vertikalen hat der Griffener Verwurf auch eine ganz beträchtliche horizontale Komponente, wenn auch nicht in dem von HÖFER vertretenen Ausmaße von 8 km. Der Griffener Verwurf bewirkt eine Versetzung der Saualpensüdrand-Flexur um mindestens 1800 oder gar um 2200 m, und zwar im Sinne einer „Linksseitenverschiebung“. Dieser Versatz erklärt sich nur zum Teil aus der vertikalen Sprunghöhe, deren Anteil hauptsächlich von der Neigung der Flexur abhängt und höchstens 600 m beträgt. Es ist also ein horizontaler Verschiebungsbetrag von mindestens 1200 m anzunehmen.

Ein Nebenast des Griffener Verwurfes zieht als Zerrüttungszone mit Sprunghöhen von kaum mehr als 50 m ins Rudnigbachtal hinein.

Aus Richtung Greutschach kommend durchläuft der „Kaunzer Verwurf“ vielfach verästelt die Ortschaft Kaunz, einen Teil des Wölfnitzgrabens, zielt SE Nusitz in den Kollmanngraben und vereinigt sich bei St. Kollmann mit dem Griffener Verwurf (HÖFER 1894). Seine größte Sprunghöhe erreicht er mit 300 m zwischen Hartl und Gohle. Bedeutsam ist eine der zahlreichen Abzweigungen bei Hartl, die bei Raunig in E-W-Richtung umbiegt. Ihre Sprunghöhe muß im Wölfnitzgraben mehr als 500 m erreichen (Zossener gegen untere Wietingserie). Die Störung ist im Anriß des Wölfnitzbaches als steile Aufschiebung aufgeschlossen. In Richtung Pustritz splittert sie stark auf.

Der „Pustritzer Verwurf“ zieht etwa in N-S-Richtung aus den Arbeitsgebieten LODEMANN und WURM knapp E Pustritz nach S zum Bierbaumer. N Pustritz läßt er phyllitische Glimmerschiefer hinter Granatglimmerschiefer zurückspringen, im S nimmt seine Sprunghöhe auf weniger als 100 m ab. Er bildet hier weitgehend die Westbegrenzung des Granitztaler Tertiärs. Dieses ist also von den N-S-Störungen wohl noch betroffen. Es ist dies ein weiterer Hinweis auf den Altersunterschied zwischen den N-S-Sprüngen und der quer dazu verlaufenden Bierbaumerstörung. S der Kreuzung mit der Bierbaumerstörung ist im Zuge des Pustritzer Verwurfes ein kleiner Graben mit Permo-skythsandstein in die Magdalensbergserie eingebrochen.

Die „Renkerbachstörung“ zieht etwa parallel zum unteren Renkerbach nach S ins Granitztal und ist auch nach N weiter verfolgbar. Auch diese Störung ist im N bedeutender, wo sie den Sauerschnig-Amphibolit von phyllitischen Glimmerschiefern trennt.

Der Bewegungssinn der „Agsdorfer Störung“ NW St. Andrä ist dem der anderen entgegengesetzt (NE = Hochscholle). Ihr Verwerfungsbetrag wächst gegen das Lavanttal auf 200 m an.

Eindeutige Aufschlüsse über die Grenze des Kristallins gegen das Lavanttal konnten nicht gewonnen werden. Das Abtauchen der B-Achsen gegen das Tal (Taf. II, Diagramm 5) scheint die Annahmen WINKLER-HERMADENS (1937) und BECK-MANNAGETTAS (1952a) zu bestätigen, daß das Saualpenkristallin \pm störungsfrei abbiegt.

D. Zusammenfassung

Es wurde ein Ausschnitt aus dem höheren Teil des Kristallinkomplexes der Saualpe zwischen Griffen und St. Andrä im Maßstab 1 : 10 000 neu aufgenommen. Das bearbeitete Gebiet umfaßt anchi- bis mesozonale, in der Hauptsache aber epizonale Gesteinsserien. An NNW-SSE-Störungen ist es treppenartig gegen das Lavanttal hin abgesetzt. Quer dazu verläuft die Saualpensüdrand-Flexur- und Störungszone. Ihr parallel, aber schon variskisch entstanden, streicht eine Steilstellungszone mit charakteristischer „Wellblech- und Treppenfaltung“. Die durchschnittliche B-Achsenrichtung von 100° paßt zu dem sonst in der Saualpe gefundenen Wert. Soweit erkennbar, weisen die Falten Südvergenz auf.

Die stratigraphische Gliederung läßt sich gut mit den Gliederungen der Nachbargebiete und auch der gesamten übrigen Saualpe vergleichen, jedoch machen sich in E-W-Richtung deutlich fazielle Unterschiede bemerkbar. Im anchimetamorphen Paläozoikum konnte mit Hilfe von Conodonten Unterludlow nachgewiesen werden. Auffallendste Glieder der gesamten Folge sind Abkömmlinge von Tuffen, Tuffiten und deren Umlagerungen sowie echter Magmatite. Hervorzuheben sei die Entdeckung epimetamorpher Mandelsteine und porphyrischer Gesteine mit „Sanidin“-Einsprenglingen. Der Vulkanismus ging nach dem basischen der Mesozone in alkalitrachytischen bis trachytischen in der Epizone über.

Schrifttum

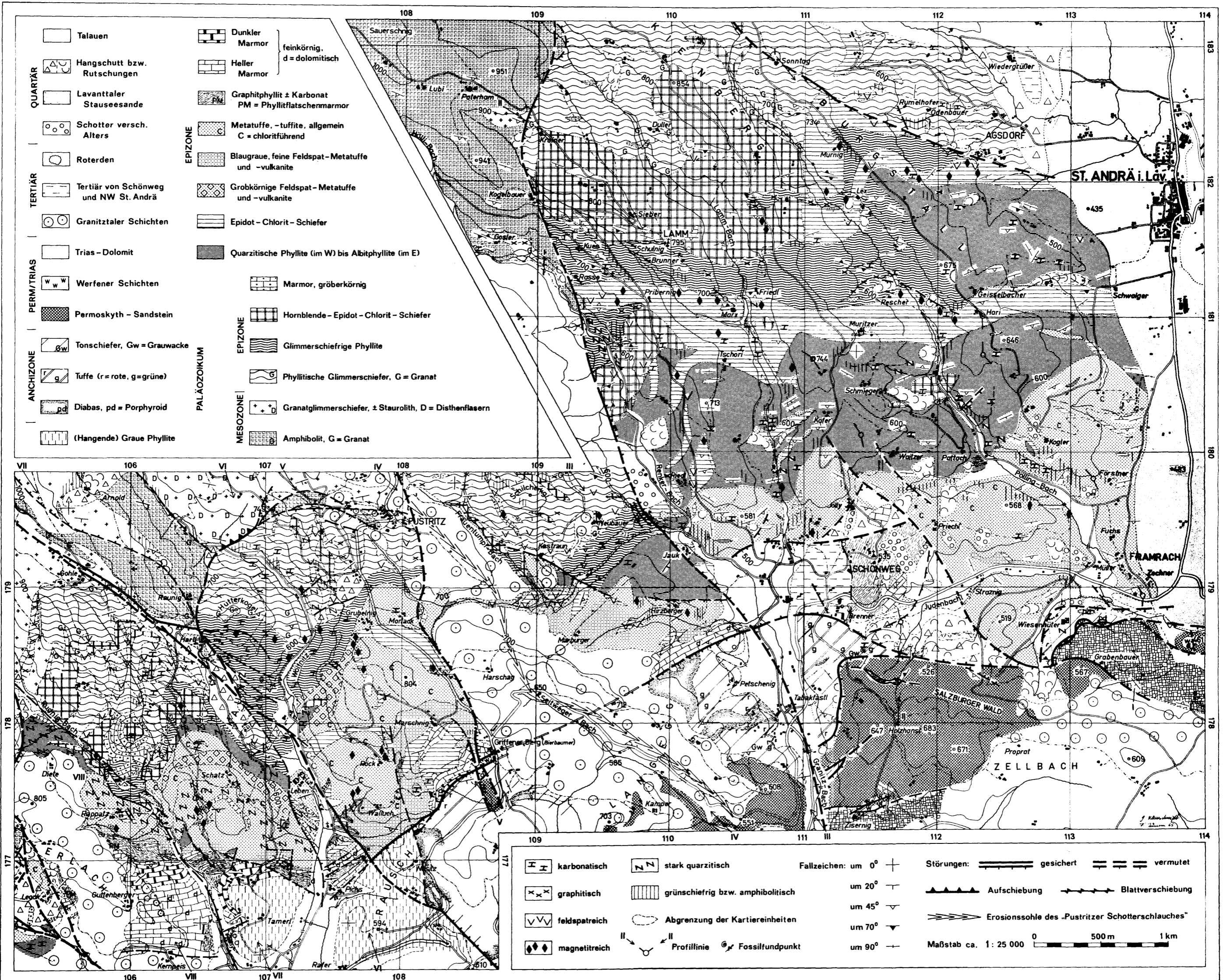
- BECK, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253). — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 7—9, Wien 1926.
- Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253) und Blatt Unterdrauburg (5354). — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 28—36, Wien 1928.
- Aufnahmsbericht über die Blätter Hüttenberg-Eberstein, Unterdrauburg, Völkermarkt und Gurktal. — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 30—33, Wien 1929.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmen im Tertiär des unteren Lavanttales (Bericht 1950). — Verh. geol. Bundesanst., H. 2, 58—61, Wien 1951.
- Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. geol. Bundesanst. 95, 5—102, Wien 1952. (a)
- Aufnahmen über das Lavanttal und die Koralpe (Kärnten, Steiermark) Bericht 1951. — Verh. geol. Bundesanst., H. 1, 24—27, Wien 1952. (b)
- Über die heutige Kenntnis des Tertiärs im unteren Lavanttal (Kärnten). — Verh. geol. Bundesanst., Sonderh. C, 111—114, Wien 1952. (c)
- Mit Beiträgen von H. ZAPFE: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — Aus: KÜPPER, H., EXNER, Ch., GRUBINGER, H.: Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift). — S. 131—147, Wien 1953. (a)
- Ein tertiärer Wildbach im Granitztal (Ostkärnten) und die Geschichte seiner Landschaft. — Geol. u. Bauwesen, 20, 139—144, Wien 1953. (b)

- Aufnahmsbericht 1952 über den Teil des Blattes Klagenfurt (202) nördlich der Glan. — Verh. geol. Bundesanst., H. 1, 20—27, Wien 1953. (c)
- Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). — Verh. geol. Bundesanst., H. 1, 22—27, Wien 1954.
- Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. **102**, 313—352, Wien 1959.
- Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). — Verh. geol. Bundesanst., H. 1/2, 109—127, Wien 1963.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite. — Mitt. Wiener mineral. Ges. Nr. 45 in Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. **28**, 369—375, Wien 1909.
- BOBEK, H.: Der Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken. — Mitt. öst. geogr. Ges. **101**, 1—36, Wien 1959.
- CHRUSTSCHOFF, v., K.: Beitrag zur Kenntnis der Zirkone. — Mineral. petrogr. Mitt. **7**, 423—441, Wien 1886.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI. — Carinthia II, **73** (153), 23—51, Klagenfurt 1963.
- DREGER, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. (Spuren der permischen Eiszeit.) — Verh. geol. Reichsanst., 87—98, Wien 1907.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. geol. Bundesanst. **101**, 323—472, Wien 1958.
- FRITSCH, W.: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Karinthin 34/35, 211—217, Knappenberg 1957.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, **70** (150), 7—28, Klagenfurt 1960.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. — Geol. **10**, 67—80, Berlin 1961. (a)
— Umwandlungsreihen von Quarz-Tongesteinen. — Knappenberg 1961. (b)
- GABRIEL, A. u. COX, E. P.: A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals. — Am. Mineralogist, v. 14, 290—292, 1929.
- HARRISON, J. V. u. FALCON, N. L.: Collapse Structures. — Geol. Mag. **71**, 529—539, London 1934.
- HAYES, J. R. u. KLUGMAN, M. A.: Feldspat staining methods. — J. Sedimentary Petrology, v. 29, No. 2, 227—237, Menasha 1959.
- HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. — S.-B. Akad. Wiss., Math.-nat. Classe, **103**, 467—487, Wien 1894.
- HOPPE, G.: Petrogenetisch auswertbare Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. — N. Jb. Mineral., Abh. **98**, 35—50, Stuttgart 1962.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, 16. Sonderh., Klagenfurt 1953.
- KAMP, v., H. u. WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) II. Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. — Carinthia II, **71** (151), 5—40, Klagenfurt 1961.

- KLEINSCHMIDT, G.: Gliederung und Tektonik des epizonalen Kristallins in der südlichen Saualpe nördlich Griffen in Kärnten. — Diplomarb., Tübingen 1964.
- LODEMANN, W.: Geologie und Tektonik des mesozonalen Kristallins der Saualpe in Ostkärnten. — N. Jb. Miner. Abh. **104**, 283—315, Stuttgart 1966.
- PENK, A.: Der Drautalgletscher. — In: PENK, A. u. BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. 3, 1062—1118, Leipzig 1909.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. — Karinthin, **45/46**, 244—246, Knappenberg 1962.
- Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. (Umgebung des Christophberges) Kärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14/15**, 229—266, Wien 1965.
- SPITZ, A.: Nachgosauische Störungen am Ostende der Nordkarawanken (Eine Vermutung). — Verh. geol. Reichsanst. Nr. 9, 280—288, Wien 1919.
- STÖFFLER, D.: Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ens Dorf (Saar). — Beitr. Mineral. Petrogr. **9**, 285—312, Berlin 1963.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Carinthia II, **72 (152)**, 46—74, Klagenfurt 1962.
- Ein Symposium: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Mineral. Mh. **7/8**, 163—172, Stuttgart 1962.
- THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul. — Carinthia II, **72 (152)**, 21—45, Klagenfurt 1962.
- Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten „Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII“. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **16**, 5—70, Wien 1966.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Deuticke, Wien 1963.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — Springer, Berlin/Heidelberg 1965.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Das Miocänbecken des unteren Lavantales (Ostkärnten). — Zbl. f. Min. usw., Abt. B, 101—108 u. 113—129, Stuttgart 1937.
- WURM, F.: Aufbau und Tektonik des anchi- bis mesozonalen Kristallins in der südöstlichen Saualpe bei St. Andrä im Lavanttal (Kärnten). — Diplomarb., Tübingen 1964.

Anschrift der Verfasser: G. KLEINSCHMIDT und F. WURM, D-74 Tübingen, Geologisches Institut der Universität, Sigwartstraße 10

GEOLOGISCHE KARTE DER SÜDLICHEN SAUALPE ZWISCHEN GRIFFEN UND ST. ANDRÄ IM LAV. / KÄRNTEN



Beilage zu G. Kleinschmidt und F. Wurm: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), X.

Signatur S Zisernig und NE Grabenbauer = Trias-Dolomit

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1966

Band/Volume: [156_76](#)

Autor(en)/Author(s): Wurm Wilhelm, Kleinschmidt Georg, Wurm F.

Artikel/Article: [Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins \(Kärnten\), X. Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen 108-140](#)