©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

lisate der Hochdruckphase an. Sie wurden unter hochkatazonalen Bedingungen gebildet, wobei die Grenztemperatur zwischen Meso- und Katazone mit etwas über 500° C angenommen wird.

Zum Schluß ist es mir eine angenehme Pflicht, mich bei meinem Lehrer Prof. Dr. A. Pilger sowie bei den Herren Professoren Dr. R. Schönenberg, Prof. Dr. H. Meixner und Dr. W. Fritsch für die Unterstützung der Arbeit und für viele klärende Diskussionen zu bedanken.

Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geologe Norbert WEISSENBACH, Clausthal-Zellerfeld, Geolog. Institut der Bergakademie.

Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI.

Von E. CLAR, W. FRITSCH, H. MEIXNER, A. PILGER und R. SCHÖNENBERG

(Mit 7 Abbildungen)

1. Einleitung

Im vorliegenden Aufsatz werden die bisherigen Kartierungen im Maßstab 1 : 10.000 der Arbeitsgemeinschaft der Geolog. Institute Clausthal[1], Tübingen[1], Wien und der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG (Knappenberg) auf eine Reihe regional- und allgemeingeologischer Probleme hin ausgewertet. Die beteiligten Institutsvertreter haben im April 1963 in Knappenberg z. T. gemeinsam mit F. KAHLER (Klagenfurt) darüber diskutiert und diese Arbeit zusammengestellt.

Die Aufnahmen sind seit dem Jahre 1957 im Gange und fanden eine erste einführende Übersichtsdarstellung im Jahre 1960 (FRITSCH-MEIXNER-PILGER-SCHÖNENBERG). Die jetzige „Zwischenbilanz" basiert sowohl auf abgeschlossenen als auch noch in Gang befindlichen Kartierungen zahlreicher Mitarbeiter (Abb. 1) sowie auf schon publizierten Einzelbeschreibungen (v. KAMP & WEISSENBACH, 1961; THIEDIG, 1962; STREHL, 1962), schließlich auch auf solchen, die im Druck oder erst in Vorbereitung sind.

Die hiermit vorgelegten Materialien sollen einmal den laufenden geologischen und petrographischen Arbeiten im Kristallin der Alpen und anderer Orogene Unterlagen, Anregungen und Diskussionsstoff liefern. In diesem Sinne können wir bereits auf die neue „Geologische Übersichtskarte von Kärnten, 1 : 500.000" (FRITSCH, 1962 b) verweisen. Darüber hinaus dürften sie Möglichkeiten und Wege aufzeigen, mit den heutigen Arbeitsmethoden Wesen und Werden kristalliner Gesteinskomplexe zu erforschen.

---

[1] Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

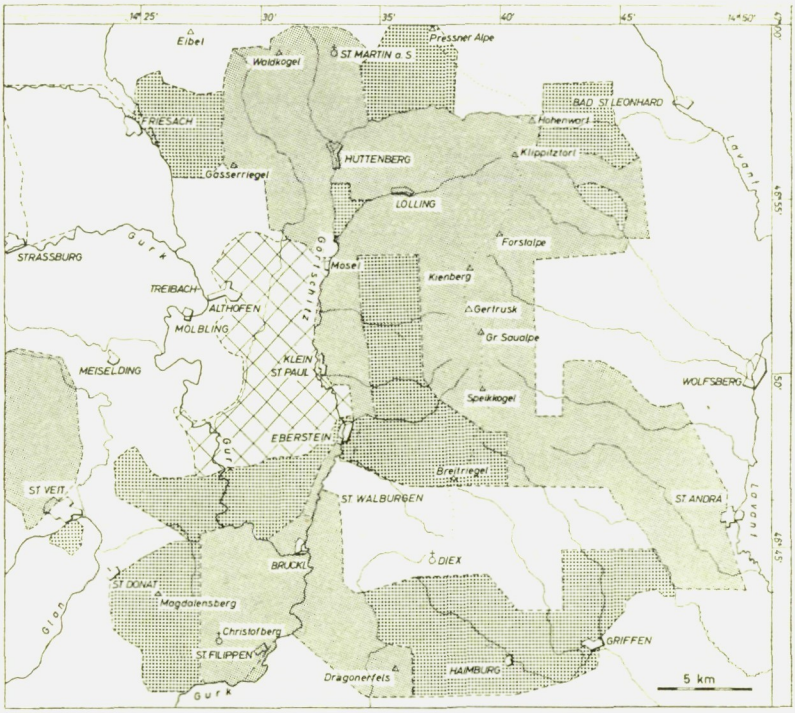


Abb. 1. Gegenwärtiger Stand der geologischen Neuaufnahme des Saualpenbereiches.

Kartierungen der Arbeitsgemeinschaft im Maßstab 1 : 10.000 und größer: Abgeschlossene Kartierungen sind grau gehalten, unfertige punktiert. Die Karte 1 : 25.000 von van HINTE (Utrecht) hat Kreuzschraffur. — Durch ein drucktechnisches Versehen ist das Grau der abgeschlossenen Kartierung zwischen Friesach und Straßburg ausgefallen.

2. Zur Altersfrage des Saualpen-Kristallins

Bei dieser Frage handelt es sich um ein Kernproblem unserer Untersuchungen. Bereits im Jahre 1960 wiesen wir auf die siebenmalige Wiederholung von Karbonatgesteinen und Metabasiten von der Anchizone (FRITSCH, 1962 a) bis in die Katazone hin und knüpften daran die Frage, ob es sich hierbei um tektonische Wiederholungen mehr oder weniger altersgleicher Komplexe oder um eine grosso modo normale stratigraphische Abfolge vom Jüngeren zum Älteren handle (vgl. Punkt 3. mit Abb. 2). Mit der Möglichkeit, daß Teile des ostalpinen „Altkristallins" aus paläozoischem Gesteinsmaterial hervorgegangen sind, wird schon seit langem gerechnet (MOHR, 1923; ANGEL, 1939; SÖLYOM, 1942; PILGER, 1942; CLAR, 1953 und METZ, 1958). Da wir heute für die Saualpe mit einer einheitlichen tektonischen und metamorphen Prägung von der Anchi- bis in die

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Katazone rechnen und diese Prägung unseres Erachtens variszischen Alters ist (siehe S. 49), findet die genannte Möglichkeit auch von dieser Seite her eine Stütze.

Während 1960 nur ein sehr grober Vergleich der verschiedenen metamorphen Serien möglich war, stehen heute aus vielen Teilen der Saualpe detaillierte und praktisch lückenlose Profile zur Verfügung. Wir beginnen die Diskussion der Altersfrage mit dem anchimetamorphen Altpaläozoikum am Westrande der Saualpe (Magdalensberg-Serie). Es ist mittlerweile in seinem Aufbau bekannt und durch einige Fixpunkte biostratigraphisch datiert (STREHL, 1962, vgl. Abb. 2). Ihre tiefsten Teile bestehen aus phyllitischen Tonschiefern, die zum Liegenden in graue Phyllite der Epizone übergehen. In den bisherigen Aufnahmegebieten werden die phyllitischen Tonschiefer allerdings stets durch Verwerfungen von den grauen Phylliten getrennt. Insofern ist also der metamorphe Übergang zwischen Anchi- und Epizone nicht völlig lückenlos, aber die „Lücke" kann in manchen Fällen als minimal bezeichnet werden. Vermutlich wird dieser Übergang im Raume Völkermarkt noch gefunden werden können.

Wir setzen uns zunächst mit der Annahme auseinander, daß das Saualpenkristallin das stratigraphisch Liegende der Magdalensberg-Serie sei, deren tiefste, zur Zeit durch Conodonten datierbare Schichten in das Silur (höheres Valent) gehören. Dann hätten wir einen ca. 8000 m mächtigen metamorphen Gesteinskomplex im Liegenden des Silurs. Diesen mit entsprechenden Serien in anderen Teilen der Ostalpen zu vergleichen, geht schon deswegen kaum an, weil es nirgends sicher datiertes vorordovizisches Paläozoikum gibt. Alle angeblich älteren Fossilien und Datierungen sind teils fraglich, teils hinfällig geworden[2]. Auch kennt man keine Äquivalente der mehrere hundert Meter mächtigen Marmore aus der Epi-, Meso- und Katazone der Saualpe im schwach metamorphen vorsilurischen Altpaläozoikum. Wie alt die Marmore der hochkristallinen „Bretsteinserie" sind, bleibe nach wie vor ein Problem. Des weiteren ist zu bedenken, daß eine Abfolge von 8000 m unter dem Silur sicherlich bis in das Algonkium hinabreichen und damit auch den Zeitraum der assyntischen Orogenese vertreten müßte. Dem steht aber unter anderem entgegen, daß in dem genannten Komplex trotz sorgfältigster Durchmusterung bisher noch nirgends Spuren von Konglomeraten, geschweige denn von Diskordanzen, gefunden worden sind.

Schon allein aus diesen Gründen erscheint uns die Annahme plausibler, daß im Saualpenkristallin tektonische Wiederholungen, eventuell in Form flacher Decken, eine entscheidende Rolle spielen.

Zur Prüfung dieser Hypothese nehmen wir einen Vergleich zwischen dem gesicherten Altpaläozoikum und der epizonalen Phyllitserie vor, die ja noch am ehesten ihre vormetamorphen Züge bewahrt hat. Es handelt sich dabei also um die Frage, ob die Phyllitserie entlang dem

---

[2] Dies geht besonders aus den Untersuchungen von H. FLÜGEL (1958) im Grazer Paläozoikum hervor.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

West- und Südrand der Saualpe teilweise oder ganz das zeitliche Äquivalent des Altpaläozoikums sein kann.

Hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse und Metamorphose gelten dann folgende Voraussetzungen:

a) Die Magdalensbergserie liegt mit tektonischem Kontakt variszischen Alters über der Phyllitserie.
b) Lückenloser metamorpher Übergang zwischen beiden Einheiten.

Bedingung b) ist praktisch an mehreren Stellen gegeben (z. B. phyllitische Tonschiefer — graue Phyllite bei Brückl und Völkermarkt); Bedingung a) dagegen bisher nirgends, da die Magdalensbergserie überall, wenigstens durch kleinere Verwerfer der alpidischen Bruchtektonik, von der Phyllitserie getrennt wird. Diese Sachlage schließt aber nicht aus, daß Bedingung a) tatsächlich doch gegeben und nur nicht zu beobachten ist.

3a. Stratigraphisch-fazieller Vergleich zwischen Anchi- und Epizone

In der fossilbelegten Anchizone herrscht ein starker Fazieswechsel von Süden (Christofberg — Magdalensberg) gegen Norden (Althofen), der auf Abb. 2 in drei Säulenprofilen dargestellt ist. Diese Änderungen erfolgen über eine Strecke von etwa 20 km. Näheres über die räumliche Verbreitung der bestimmten Faziesgebiete kann für das Mittelkärntner Altpaläozoikum mangels weiterer genau untersuchter Vorkommen noch nicht gesagt werden.

Recht ähnliche Faziesabwandlungen, wie um das Krappfeld, sind auch in den übrigen Altpaläozoikum-Vorkommen, in den Karawanken, Karnischen und Gurktaler Alpen feststellbar, wo gleichfalls eine kalkbetonte Fazies in eine Ton-Sand-betonte Fazies übergehen kann. Dem wurde bisher nicht immer Rechnung getragen, da man geneigt war, die Tonschiefer und Sandsteine entweder ins Ordovizium bis Silur oder ins Unterkarbon einzureihen und damit ins Liegende oder Hangende der meist devonischen Kalke zu stellen. Die Verhältnisse im Krappfeld zeigen aber eindeutig, daß ein Fazieswechsel über relativ kurze Entfernungen (9 km) auftreten kann und etwa auch Lydite keineswegs für Silur kennzeichnend sind.

Ein anderes Faktum ist aber sehr bezeichnend und wesentlich konstanter. Es ist dies die Obergrenze der Vulkanite, die nach den bisherigen Erfahrungen immer in der gleichen Position, nämlich unter gesichertem Llandovery bleibt. Nachläufer des Vulkanismus existieren bei Althofen, ähnlich wie im Grazer Paläozoikum (Hochlantsch), in devonischen Kalken.

Über der Obergrenze folgen im allgemeinen Kalke, sowohl in der Grauwackenzone, wo etwa bei Eisenerz einwandfrei die Silur-Devon-Kalke auf den Porphyroiden transgredieren, als auch in den Karnischen

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

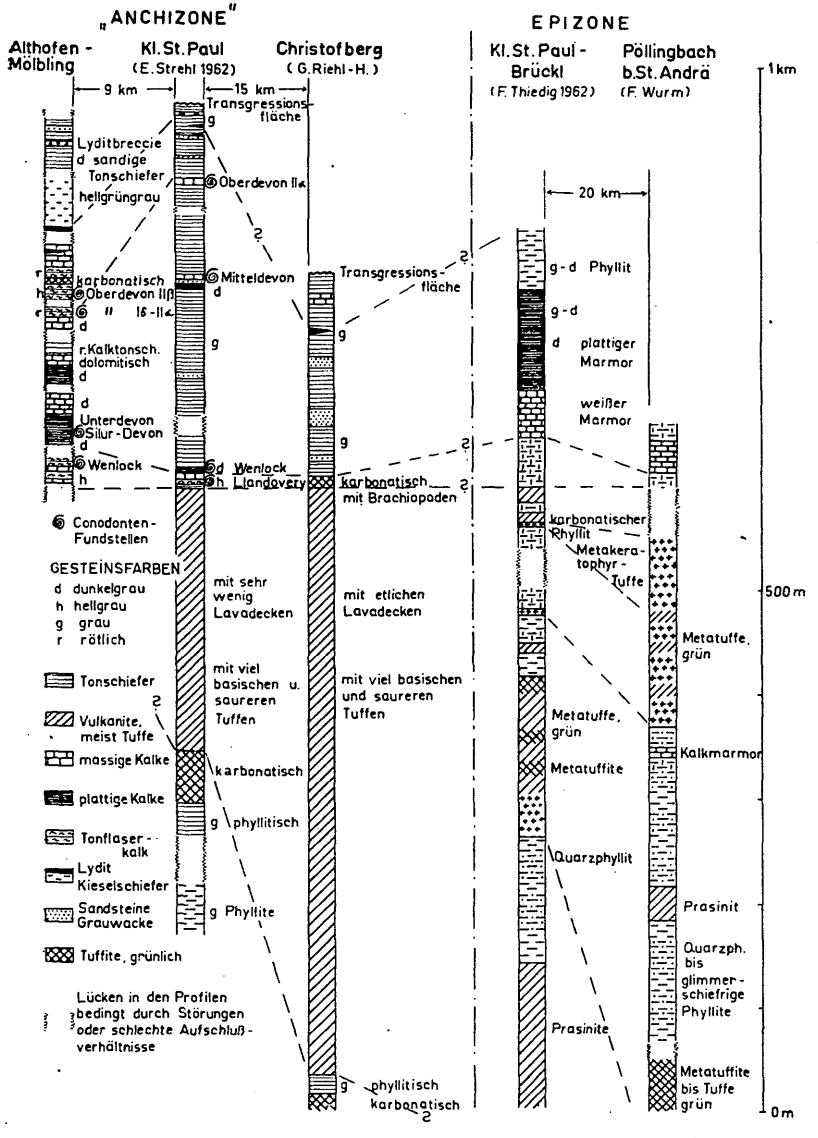


Abb. 2. Säulenprofile der charakteristischen Schichtfolgen aus der Epizone und dem anchimetamorphen Altpaläozoikum.

Alpen mit der Plengeserie (= Magdalensbergserie) (F. HERITSCH, 1939) und in den Karawanken im Vellachtal (unveröff. Mitteil. von U. BUKENBERGER und R. SCHULZE, 1962), wo im Liegenden der Kalke eine porphyroidische Tuffserie auftritt. Wir finden also im Altpaläozoikum der Ostalpen immer wieder eine Überlagerung einer

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

kalkigen bis tonig-sandigen silurisch-devonischen Schichtabfolge über einer mehr basischen bis lokal auch sauren Vulkanit-Abfolge, die selbst mit mehr tonigen Gesteinen gegen das Liegende zu verknüpft ist.

In der Epizone am Saualpenrand (Abb. 2, rechts) ist nun auffallenderweise eine ganz ähnliche Großabfolge zu erkennen. Unter und in grauen Phylliten (ehemaligen Tonschiefern) liegt eine stark kalkbetonte Serie mit weißen Marmoren (ursprünglich helle massige Kalke), dunklen plattigen Marmoren (ursprünglich dunkle Plattenkalke) und Karbonatphylliten (ursprünglich Tonflaserkalke). Darunter beginnt eine vulkanische Serie. Sie besteht aus basischen Metatuffen bis -tuffiten und Metadiabasen, die heute als Epidotchloritschiefer oder tiefer im Profil als Prasinite vorliegen. Stellenweise überwiegen darin auch saure Bestandteile, und es herrschen dann keratophyrische Metatuffe bis -tuffite und Metalaven. Nach unten geht diese epizonale Vulkanitserie in Quarzphyllite oder glimmerschiefrige Granatphyllite über.

In einigen Gebieten, wie im Urtelgraben, ist die obere karbonatische Serie kaum entwickelt und durch graue Phyllite ersetzt. Dafür ist die darunterliegende, hier mehr basische Vulkanitabfolge besonders mächtig und grobkomponentig (Metabrockentuffe) ausgebildet. Letzteres bietet sich für einen Vergleich mit der Profilsäule Christofberg besonders an. Aber auch andere Eigenheiten, wie das Auftreten von karbonatischen Tuffiten in der Magdalensbergserie und karbonatischen Metatuffiten in der Epizone (Epidotchloritkarbonatphyllite), erleichtern einen Vergleich.

Unter diesen Umständen liegt es natürlich nahe, das Altpaläozoikum einerseits und die epizonale Gesteinsfolge andererseits für eine gleichaltrige Schichtfolge in verschieden metamorphem Gewande zu halten. Allerdings ist sehr auffällig, daß dieses Übereinanderliegen sehr weiträumig in verschiedenen Gebieten Kärntens und auch der Steiermark zu beobachten ist.

3b. Zur biostratigraphischen Einstufung des Altpaläozoikums

Die biostratigraphische Datierung des Altpaläozoikums im Westteil der Saualpe beruht auf spärlichen Conodontenfunden aus vereinzelten kleinen Kalklinsen im Gebiete östlich Klein St. Paul. Die Vorkommen liegen alle zwischen Flattnitzgraben und dem Güterweg Klein St. Paul — Prailing. Ein einziger Fundpunkt konnte an der Straße Eberstein — St. Oswald nahe der Ruine Gillitzstein ausgemacht werden. Weitere Fundpunkte befinden sich im Krappfeld um Treibach-Althofen.

Bis auf eine hat Herr Doz. Dr. O. H. WALLISER (Marburg/Lahn) sämtliche Conodontenproben unserer Arbeitsgemeinschaft bestimmt und datiert. Wir danken ihm aufrichtig für seine stete Hilfsbereitschaft und große Mühe. Wir benützen seine brieflichen Mitteilungen:

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

„Zur Datierung der ältesten Proben wäre hinzuzufügen: Die Einstufung wurde am Cellon-Profil vorgenommen. Die betreffende Fauna kommt direkt unter der „unteren Graptolithen-Bank" vor, aus der v. GAERTNER Graptolithen der Zone 23 (oder 24) nach ELLES & WOOD angibt. Damit beginnt in Böhmen das e α_2. Die Fauna wäre also höheres Valent. Da einige Nachzügler noch vereinzelt darüber (Bereich III [nach WALLISER, 1962]) vorkommen, muß man zur Vorsicht die Proben als Bereich II bis III (höheres Valent bis tieferes Wenlock) datieren, obwohl ich sicher glaube, daß es nur Bereich II ist. Die Namen dafür kann ich leider noch nicht geben, da die Arbeit erst im Mai in Druck geht. Ich nenne deshalb die offene Bezeichnung der genannten Publikation".

Fundpunkte mit Conodonten im Gebiet östlich Klein St. Paul:

Steinbruch am Güterweg nach Prailing, ca. 420 m westl. Abzweigung zum Hof Bernle. Dunkelgrauer, z. T. heller massiger Kalk (Proben Nr. 147, 148, 98, 246/3W, 248/3E, 245/2E):

n. gen. B n. sp. WALLISER, 1962
Pygodus n. sp. (= n. gen. C n. sp. WALLISER, 1962)
Spathognathodus n. sp. a WALLISER, 1962
? *Ambalodus* n. sp.
Datierung: höheres Valent bis tieferes Wenlock (= Bereich II bis III nach WALLISER, 1962).

Kleiner Aufschluß unterhalb des vorigen Steinbruches bzw. des Güterweges (Probe Nr. 249/4W):

Bruchstücke von n. gen. B. n. sp. WALLISER, 1962
Datierung: wie zuvor.

Heller Kalk mit roten Flecken ca. 75 m südl. vom Krassnig (Probe Nr. 261/13):
Bruchstücke von n. gen. B n. sp. WALLISER, 1962
Datierung: wie zuvor.

Kalklinse im Graben ca. 100 m nordöstl. vom Krassnig (Probe Nr. 270/20):
Sehr kleine Bruchstücke von nov. gen. B n. sp. WALLISER, 1962
Datierung: wahrscheinlich wie zuvor.

Steinbruch am Güterweg nach Prailing, ca. 420 m westl. Abzweigung zum Hof Bernle. Dunkler Plattenkalk (1 m mächtig) aus dem Hangenden des vorhergenannten massigen Kalkes (Proben Nr. 149, 150):

Lonchodina cf. *greilingi* WALLISER
Datierung: wahrscheinlich Wenlock — Unterems (= Bereich IV—X nach WALLISER, 1962).

Ca. 300 m südwestl. Krassnig kleine blaugraue Kalklinse unterhalb des Fußweges im Wald (Probe Nr. 278/27):

Trichonodella sp., ex aff. *Tr. inconstans* WALLISER
gen. et sp. indet. (*Icriodus*-verwandte Form)
Datierung: älter als Unterems (= Bereich X WALLISER, 1962).

Kleiner aufgelassener Steinbruch ca. 300 m südöstl. vom Karrer, Kalk mit roten Crinoidenstielgliedern (Probe Nr. 268/18):

Trichonodella sp., ex aff. *Tr. inconstans* WALLISER
Trichonodella sp., ex aff. *Tr. excavata* BRANSON & MEHL
Datierung: unsicher, wahrscheinlich Wenlock bis Unterems (Bereich IV—X, WALLISER, 1962).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Kalklinse ca. 50 m südöstl. Krassnig im Graben gleich unterhalb des Weges (Probe Nr. 263/15):

Spathognathodus sp.
Datierung: unsicher, wahrscheinlich Wenlock — Devon.

Kalklinse ca. 100 m nordöstl. vom Baumgartbauer (Probe Nr. 265/16 L):

Polygnathus linguiformis HINDE
Polygnathus sp.
Datierung: (Unterems) — tieferes Adorf

Kalklinse ca. 30 m nordwestl. Krassnig (Probe Nr. 259/11):

2 Bruchstücke von *Acrotretacea*
Datierung: Silur — Mitteldevon.

Kalklinse an der Straße Eberstein — St. Oswald ca. 120 m östl. der Ruine Gillitzstein (Probe Nr. 159):

Palmatolepis transitans MÜLLER
Polygnathus linguiformis HINDE
Polygnathus cristata HINDE
Polygnathus decorosa STAUFFER
Datierung: tieferes Adorf (to I α_1).

Fundpunkte aus der Umgebung von Althofen:

Mölbling, alter Steinbruch am Südufer der Gurk östl. der Bundesstraße; dunkler, grobbankiger Kalk (Probe Nr. 42/Ost 1):

Spathognathodus sp.
Tentaculiten
Datierung: unsicher, sehr wahrscheinlich Silur — hohes Adorf, wahrscheinlich nicht älter als höchstes Silur.

Mölbling, alter Steinbruch westl. der Bundesstraße südl. der Abzweigung der Straße nach Meiselding; grauer Tonflaserkalk aus den hangendsten Schichten des Steinbruchs (Probe 44/2):

Ozarkodina sp., ex aff. *O. media* WALLISER
Hindeodella sp., ex aff. *H. equidentata* BRANSON & MEHL
Datierung: unsicher, wahrscheinlich Wenlock — Unterems (= Bereich IV—X nach WALLISER, 1962).

Steinbruch Aich bei Althofen; dunkler Plattenkalk vom rechten unteren Teil des Steinbruches (Probe Nr. 50):

Spathognathodus sp., ex aff. *Sp. steinhornensis* ZIEGLER
Datierung: Oberludlow — Oberems (= Bereich VII—XI nach WALLISER, 1962).

Steinbruch Aich bei Althofen; roter Knotenkalk vom linken oberen Teil des Steinbruches (Probe Nr. 49):

Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL
Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN
Datierung: Oberdevon I ϑ — Oberdevon II σ_1.

Aich, Fahrweg vom Steinbruch nach Töscheldorf, ca. 200 m nördl. vom Steinbruch; rötlicher Tonflaserkalk aus einer Felswand unter dem Fahrweg (Probe Nr. 307 V), det. M. WIRTH:

Probe sehr schlecht erhalten, Bestimmungen fast nur an Bruchstücken:
Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER (mehrere Bruchstücke)
Palmatolepis ? perlobata schindewolfi MÜLLER
Palmatolepis glabra ssp. *ind.*

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Palmatolepis glabra ? *glabra* ULRICH & BASSLER
Palmatolepis sp. *ind.*
Polygnathus nodocostata nodocostata BRANSON & MEHL
Hindeodella sp. *ind.*
Ozarkodina sp. *ind.*
Datierung: Oberdevon II β.

4a. Über die Faziesverhältnisse im Saualpen-Kristallin

Bei den Kartierungen wurde von Anfang an nach dem Prinzip der „Leitschichtenpartien" (vgl. Saualpe I, 1960) gearbeitet. Im Lauf der Jahre ergaben sich dabei zwangsläufig immer mehr Materialien hinsichtlich der faziellen Verhältnisse dieser Kartiereinheiten. Wir zweifeln heute nicht mehr daran, daß die Abgrenzbarkeit der Kartiereinheiten und ihre faziellen Abwandlungen weitgehend dem vormetamorphen Zustand der Geosynklinalfüllung entsprechen. Derartige Faziesstudien halten wir vor allem deswegen für sehr wichtig, weil wir mit ihrer Hilfe Parallelisierungsmöglichkeiten der verschiedenen metamorphen Serien untereinander sowie mit dem anchimetamorphen Altpaläozoikum erforschen können. Fernziel ist es dabei, Alter und Faziesverhältnisse der Saualpe und ihre Stellung im Rahmen der altpaläozoischen Ostalpen-Geosynklinale zu klären. Gewisse Vergleichsmöglichkeiten mit dem Altpaläozoikum der Karnischen Alpen, Karawanken, Gurktaler Alpen, Grauwackenzone und des Grazer Paläozoikums zeichnen sich bereits ab.

Wir bringen im folgenden einige besonders bemerkenswerte Beispiele für Faziesgleichheit bzw. -wechsel aus den drei Tiefenstufen.

Am besten zu überschauen sind diese Dinge natürlich in der Phyllitgruppe, weil die Ausgangsgesteine noch relativ gut zu rekonstruieren sind und ihre Vielfalt kaum metamorph verwischt ist. Hinzu kommt, daß wir von der Phyllitgruppe, die die Saualpe im Westen und Süden umrandet, durch die Aufnahmen der Mitarbeiter F. THIEDIG, F. WURM und G. KLEINSCHMIDT (alle Tübingen) schon heute ein relativ vollständiges Bild haben.

Die wichtigste Kartiereinheit der Phyllitgruppe ist eine Karbonatserie, die in der Hauptsache aus hellen und dunklen Marmoren von maximal 300 m Mächtigkeit besteht. Zwischen grauen Phylliten im Hangenden und einer Tuffserie im Liegenden haben diese Marmore ihren bestimmten Platz innerhalb der Phyllitgruppe, sowohl an der Westseite von Mösel im Norden bis Brückl im Süden (= 15 km), als auch an der Südseite von hier mindestens bis Griffen im Osten (= 18 km), wahrscheinlich sogar noch 5 km weiter bis ans Lavanttal. Vielleicht sind die von A. KIESLINGER (1926, Koralpe I, S. 12) von der Südseite der Koralpe beschriebenen Kalke und Marmore die Fortsetzung. Das bedeutet, daß die sogenannten „Haimburger Marmore", die zu den besprochenen Marmoren an der Saualpen-Südseite

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gehören, primäre Bestandteile der jedenfalls altpaläozoischen Phyllitgruppe sind. Ein tektonischer Einbau der Haimburger Marmore — etwa als triadische Schuppen o. ä. — kommt daher nicht mehr in Betracht (THIEDIG, 1962). Darüber hinaus sind die Marmore von Griffen über Brückl bis St. Walpurgen, etwa 3 km nördlich Brückl, stets deutlich zweigeteilt, nämlich in dunkle plattige Marmore oben und helle, mehr massige, unten.

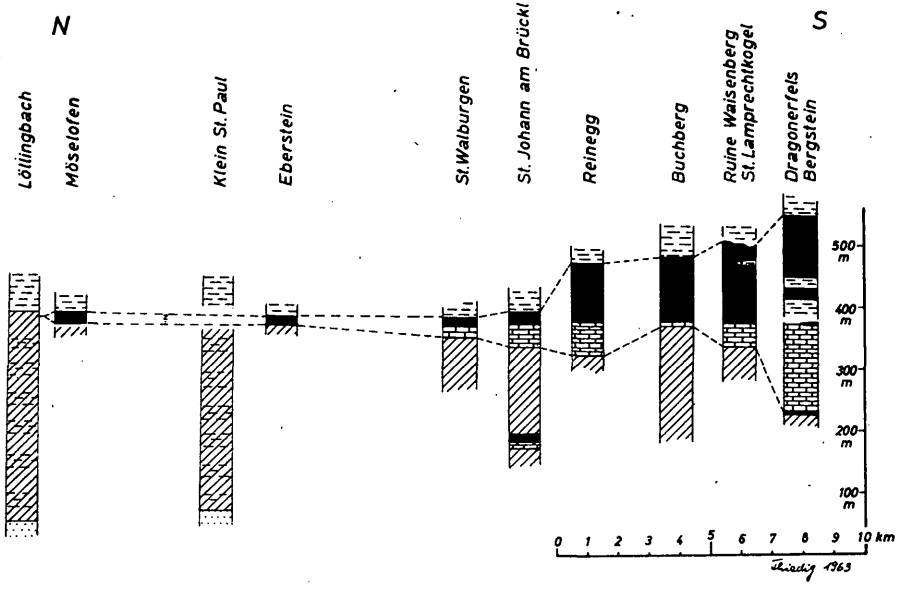


Abb. 3. Die Fazies der epizonalen Karbonatserie am Westrand der Saualpe vom Löllinggraben bis zum Dragonerfels (ca. 28 km).

Schwarz = dunkler, plattiger Marmor, Mauersignatur = heller, massiger Marmor, waagrecht gestrichelt = graue Phyllite, schräge Schraffur = karbonatische Tuffserie, schräge Schraffur und waagrecht gestrichelt = phyllitreiche Teile der Tuffserie, punktiert = quarzitische Phyllite.

Abb. 3 zeigt die geschilderten Verhältnisse zwischen dem Dragonerfels an der Südseite der Saualpe bis zum Löllinggraben an der Westseite. Dabei ist weiterhin die sehr wichtige Tatsache zu beobachten, daß die Marmore ihre größte Mächtigkeit von 300 Metern an der Südseite, und zwar zwischen Dragonerfels und Griffen, haben. Von hier nach Westen (Brückl — St. Walpurgen) reduzieren sie sich auf etwa 30 bis 40 m und nach Norden keilen sie bis zum Löllinggraben, offenbar unter Vertretung durch karbonatische Phyllite, ganz aus. Eine ähnliche Reduktion der Marmore deutet sich auch von Griffen nach Osten zum Lavanttal hin an. Trotz örtlich wechselnder Verformungsintensi-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

täten können die Mächtigkeitsschwankungen nicht etwa allein auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden, sondern sie drücken im wesentlichen primäre Sedimentationsverhältnisse aus.

Im Liegenden der Marmore folgt eine aus sauren, intermediären und basischen Gesteinstypen aufgebaute „Tuffserie" (Abb. 2 u. 3). Bei aller Mannigfaltigkeit hat sich das Vorherrschen von Feldspat-Kristalltuffen als Charakteristikum erwiesen. Die Feldspäte sind heute im wesentlichen Albite, für einen kleinen Teil ist jedoch bereits die Herkunft von Sanidinen sichergestellt. Makroskopisch handelt es sich meist um hellere Gesteine von weißlicher bis grüngrauer bzw. matt blaugrauer Farbe. Die letzteren ähneln im Felde in fataler Weise Quarziten.

Diese Tuffserie ist im Süden und Westen der Saualpe durchgehend in einer ziemlich konstanten Mächtigkeit von ca. 300 Metern vorhanden. Im Raume Griffen herrschen entschieden die saueren Typen vor, bei Brückl nehmen die intermediären grünlichen Typen stark zu, bis im Gebiet um Mösel auch dunkelgrüne basische Tuffe reichlich auftreten.

Ähnliche saure Kristalltuffe mit Ergüssen in Verbindung mit Karbonatgesteinen finden sich am Sonntagsberg bei St. Veit/Glan (FRITSCH, 1961 a). Die Hauptverbreitung der basischen Tuffe liegt im Urtelgraben östlich vom Gasserriegel.

Als Beispiel einer Leitschichtenpartie aus der Mesozone bringen wir die wichtige, mit vielen bezeichnenden Gliedern ausgestattete Plankogelserie, die nach dem Plankogel bei Hüttenberg benannt und besonders durch Meta-Ultrabasite und deren metamorphe Hofgesteine (CLAR - MEIXNER, 1953) gekennzeichnet ist. Die übrigen Schichtglieder sind Orthoamphibolite, Marmore bis Kalksilikatmarmore, Manganquarzite und in großer Menge, sozusagen als Matrix, Staurolith- bis seltener Disthen-Granatglimmerschiefer. Dabei sind über einen Bereich von 500 bis 600 m Mächtigkeit drei Metabasithorizonte auszuscheiden, und zwar vom Liegenden zum Hangenden der Amphibolitzug mit wenig Serpentin über dem Xaveri-Marmor, der Serpentinzug mit Amphibolit innerhalb und der Serpentinzug im Hangenden des Semlacher Marmors (ANGEL - CLAR - MEIXNER, 1953).

Etwa 20 km südöstlich, auf der Lavanttaler Seite der Saualpe, liegt in dem von W. LODEMANN (Tübingen) kartierten Gebiet über dem Katakristallin eine Serie pegmatitisch injizierter Glimmerschiefer (vgl. Saualpe, I., Idealprofil; Saualpe, II.; FRITSCH, 1962 a, Profil) mit Kalksilikatgesteinen und mächtigen Pegmatiten in den hangendsten Teilen (Glimmerlagerstätten in St. Leonhard ob Pustritz). Diese Glimmerschiefer bis Glimmergneise mit den Kalksilikatgesteinen und Pegmatiten könnten das Äquivalent der Hüttenberger Marmorserie sein. Darüber folgt weiter eine etwa 500 m mächtige Serie. Sie besteht im unteren Teil aus einer Wechsellagerung von Disthenglimmerschiefern mit mehr oder weniger Staurolith, Kalksilkatschiefern und Marmorlinsen und im oberen Teil aus reineren Staurolith-Disthen-Glimmer-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

schiefern mit wenig Kalksilikat-Marmor-Einlagerungen. In diesem Schichtstoß, dem gegenüber der Plankogelserie bei Hüttenberg nur die Manganquarzite abgehen, gibt es im Liegenden, in der Mitte und im Hangenden je einen Horizont mit Serpentinit- bis Bronzitfelsen, mit den üblichen dem Plankogel völlig entsprechenden metamorphen Serpentinhofgesteinen und Orthoamphiboliten. Diese Züge lassen sich maximal 10 km im Kartiergebiet LODEMANN im Streichen verfolgen.

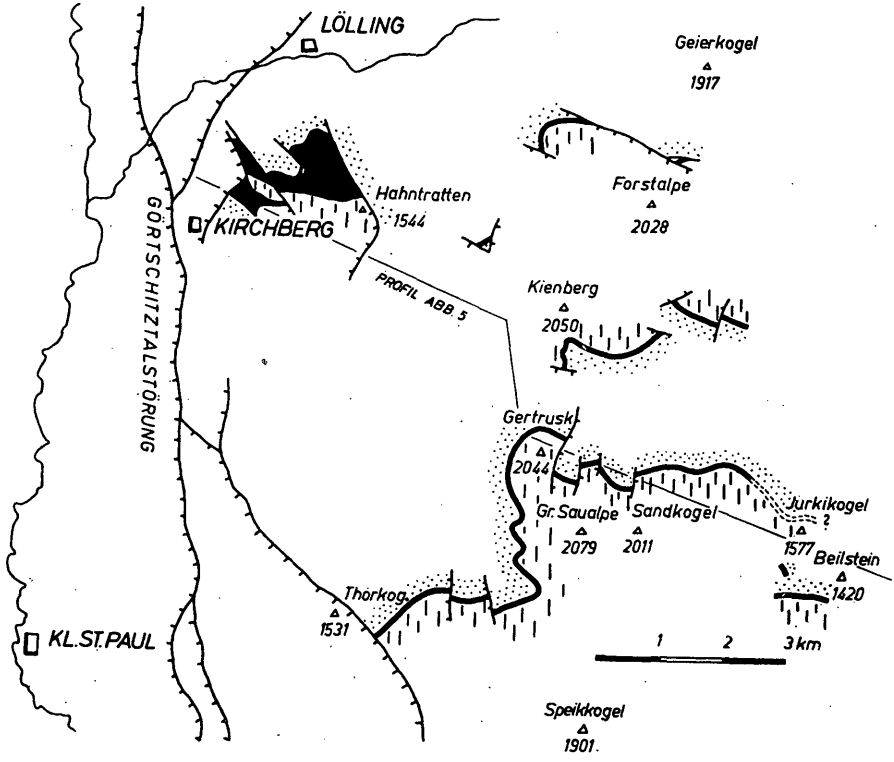


Abb. 4. Verbreitung eines Kalksilikat-Leithorizontes aus der Eklogitserie in den bisher kartierten Teilen der Saualpe.

Schwarz = Kalksilikat-Leithorizont, punktiert = Disthenflasergneis im Liegenden, Striche = Eklogit-führender Schiefergneis im Hangenden.

Über dieser Plankogelserie vom Südteil der Saualpe liegt eine marmorreiche Serie, die auch mineralfaziell der Zossener — St. Martiner Marmorserie entspricht.

Dieses Beispiel zeigt, daß auch in der Mesozone Serienparallelisierungen über weite Strecken möglich sind und daß die Isograde der Metamorphose recht gleich den Seriengrenzen herlaufen.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Leitschichten bzw. Leitschichtenpartien konnten auch in den höchstmetamorphen, tiefen Teilen des Saualpenkristallins aufgefunden und zur weiteren Untergliederung der Eklogitserie benutzt werden. Zwischen zwei ganz charakteristischen Kartiereinheiten, nämlich im Liegenden des eklogitführenden Schiefergneishorizontes, der die großen Eklogitkörper vom Schumetzkogel, Gertrusk, Kupplerbrunn, Beilstein u. a. enthält, und im Hangenden des stets darunter folgenden Disthenflasergneishorizontes tritt eine Zone mit Kalksilikatgesteinen auf. In einer wechselhaften Gesteinsgesellschaft mit kleinen Marmorlinsen, Amphiboliten, Salit-Zoisit-Granatfelsen u. a. hat sich ein meist dünnplattiger, dunkler Kalksilikatquarzit als besonders bezeichnend erwiesen. Dieser Kalksilikathorizont konnte, wie in den Abb. 4 und 5 dargestellt, soweit die Kartierungen bisher gediehen sind, immer wieder in derselben Position gefunden werden, wenn auch die Ausbildung und die Mächtigkeit von einigen Zehnermetern bis zu wenigen Zentimetern schwankt, was meist wohl auf tektonische Einwirkungen zurückzuführen ist (nach unveröffentlichten Aufnahmen von R. SCHÖNENBERG und N. WEISSENBACH).

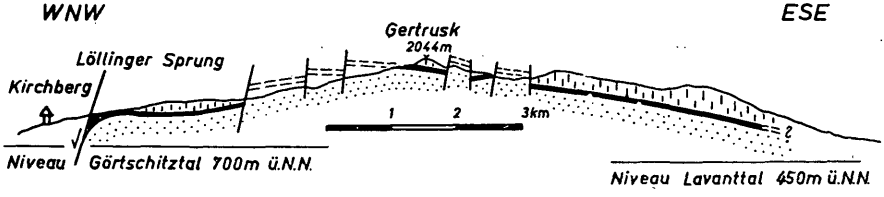


Abb. 5. B-Achsen-paralleles Profil durch den Nordteil der Saualpe mit dem auf Abb. 4 dargestellten Kalksilikat-Leithorizont.

Zeichen wie in Abb. 4.

Als weiterer wichtiger Leithorizont dienen die Stelzing-Marmore beiderseits des Klippitztörls, die im Stelzing-Gewölbe eine Mächtigkeit von einigen hundert Meter erreichen. Sie ziehen auf der Ostseite des Kammes gegen das Lavanttal hin weiter, wobei im Süden ihre Mächtigkeit stark abnimmt. Dort lösen sich die Marmore in eine Anzahl geringmächtiger Bänder auf und verschwinden schließlich ganz. Die gesamte Lagerung und der allmähliche Übergang in die benachbarten Quarzite und Schiefergneise machen hier einen primären Fazieswechsel sehr wahrscheinlich. Der Horizont der Stelzing-Marmore ist weiterhin deshalb von Bedeutung, da im Hangenden davon noch gut erhaltene Eklogite, im Liegenden jedoch Amphibolite mit meist nur noch wenigen Relikten des Eklogitstadiums auftreten (v. KAMP & WEISSENBACH, 1960; unveröff. Aufnahmen von P. KRONBERG und N. WEISSENBACH).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

4b. Übergänge und Lückenlosigkeit des Kristallinprofils

Wie schon mehrfach ausgeführt (Saualpe, I.; FRITSCH, 1962 a), gibt es im Saualpenkristallin einen fast vollkommenen metamorphen Übergang von dem anchizonalen Altpaläozoikum bis zur oberen Katazone. Im Saualpenbereich selbst konnte dabei der Übergang Anchi-/Epizone, der etwa in den zentralen Gurktaler Alpen und im Völkermarkter Raum wahrscheinlich vorhanden ist, nicht lückenlos belegt werden, weil durch Störungen an allen in Frage kommenden Stellen einige hundert Meter des Profiles ausfallen. Dies ist nun für diesen Raum nichts Außergewöhnliches. So konnte z. B. auch van HINTE (noch unveröff. Diss., Utrecht 1962) bei der Kartierung der Krappfeld-Kreide nirgends in dem großen Gebiet den Transgressionskontakt der Oberkreide auffinden. Aber auch die Transgressionsfläche des Perm am Saualpen-Westrand ist aus den gleichen Gründen nur an einer einzigen kleinen Stelle zu erkennen (STREHL, 1962). Durch die zahlreichen Störungen wird es nämlich direkt unwahrscheinlich, daß bestimmte flach geneigte Flächen zum Verschnitt mit der Erdoberfläche gelangen.

Dennoch war es aber möglich, aus bestimmten ungestörten Teilstücken (genaue Lage siehe Saualpe, I., Abb. 1) das weitere, tiefere, praktisch lückenlose Profil zusammenzustellen.

Dazu ist ein schöner Übergang von der Epi- (Quarzphyllite) zur Mesozone (granatarme Glimmerschiefer) von F. THIEDIG (1962, S. 30) vom Saualpen-Westrand beschrieben worden. Am Sonntagsberg, am Wimmitztalhang, ist ein ähnlich guter Übergang zu beobachten, wie ein etwas schlechterer (leicht gestört) im Urtelgraben.

Übergänge von der Meso- zur Katazone kennt man schon seit 1953 aus dem Liegenden des Hüttenberger Erzberges (CLAR - MEIXNER, 1953). Größere, diesen Zwischenbereich umfassende Profile beobachteten v. KAMP & WEISSENBACH (1961) vom Sauofen hinunter in den Mosinzgraben und auf der Pressener Alpe mit Übergängen von injizierten Glimmerschiefern bis injizierten Schiefergneisen mit Salitfelsen zu Disthenflasergneisen mit Biotit-Bytownitfelsen. Auch aus den Beschreibungen von N. WEISSENBACH (vgl. Saualpe, V., in dieser Zs.) über die Zentralteile der Saualpe sind die allmählichen metamorphen Übergänge sehr gut ersichtlich.

In den untersten Teilen, wie in der Stelzinger Marmorserie, finden sich Übergangsreihen von Eklogiten zu Amphiboliten als Rückumwandlungen des Tieferen zur Mesozone.

5. Tektonische Verformungsstile

Für die Einheitlichkeit der Genese des ganzen Saualpenkristallins spricht auch die gemeinsame tektonische Überprägung, die im ganzen Profil und auch weit über die Saualpe hinaus, wie z. B. in den Gurktaler Alpen (BECK-MANNAGETTA, 1959; FRITSCH, 1957;

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

ZADORLAKY - STETTNER, 1961 und Diss. Univ. Wien, 1960), gleichgerichtete E—W bis NW—SE streichende B-Achsen mit dazugehörigen B'-Achsen und Kluft- bis Verwerfersystemen erzeugte. Diese wohl variszische Haupttektonik war so dominierend, daß die jüngere (alpidische) Tektonik von den älteren Anisotropien sehr stark beeinflußt und gelenkt wurde, wodurch nur recht wenig neue Richtungen geprägt werden konnten (siehe auch Punkt 7).

Sind nun die tektonischen Richtungen im ganzen Kristallinkomplex mit dem Altpaläozoikum ganz einheitlich, so sind doch die Verformungsstile je nach der Höhenlage im Profil sehr verschieden und man kann auch ein Schema von Verformungsstil-Stockwerken aufstellen.

a) In der oberen Anchizone herrschen die ss-Flächen vor und nur manchmal findet man in tonigen Gesteinen Runzelungen in B oder B', wobei namentlich letztere von jüngeren (alpidischen) N—S-Runzeln im Zusammenhang mit den großen N-S-Störungen schlecht auseinanderzuhalten sind (STREHL, 1962, S. 64).

Die Hauptverformung in diesem oberen Bereich beruht auf Plättung durch das Zusammenpressen der ehemaligen Porenräume der Lockergesteine. Ab und zu gibt es auch schwache, bis nur angedeutete Transversalschieferung.

b) In der unteren Anchi- und oberen Epizone wird die Transversalschieferung häufiger und intensiver. Sie überprägt öfters hier reichlich vorhandene, in cm- bis dm-Bereichen gefältelte Partien. Dieser Deformationsstil ist für diese Profillage ganz charakteristisch (Beispiele: STREHL, 1962, Abb. 2; Felsen um die Draubrücke bei Völkermarkt).

c) Von der mittleren Epi- bis zur oberen Mesozone wird die Transversalschieferung und Fältelung wieder seltener und verschwindet als auffällige Erscheinung. Aus Dünnschliffbetrachtungen weiß man aber, daß es sich dabei um einen sekundären Effekt durch Hypertrophierung der Transversalschieferung handelt, die nun, wenn sie vorhanden ist, das Gefüge derart überprägt, daß das *ss* makroskopisch nicht mehr auffällt oder nicht zu erkennen ist. Bezeichnend für den Faltungsstil sind hier die nicht seltenen liegenden Falten in m- bis dm-Bereichen (THIEDIG, 1962, Abb. 11), die bei der sonst vorherrschenden Flachlagerung recht gut die Intensität der Interntektonik anzeigen. Sie werden von hier bis in die tiefsten Kristallinteile hinab gefunden.

In dieser Profilhöhe sind auch die Karbonatgesteine tektonisch gebändert und völlig marmorisiert und teils gleichfalls intern gefaltet. Auch hiebei ändert sich nach unten das Verformungsbild kaum mehr, nur wird die Körnigkeit immer gröber.

d) In der Meso- bis Katazone wird das tektonische Formeninventar eigentlich nicht mehr bereichert. Teilweise nimmt höchstens die Intensität der Faltungen in m- bis dm-Bereichen noch zu und Transversalschieferungen sind als solche nur noch vereinzelt durch Relikte kenntlich. Je tiefer hinunter, desto undeutlicher wird auch das

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

s-Flächengefüge, so daß es in der Katazone fast entregelte Gesteine unter den Schiefergneisen gibt. Gründe dafür findet man in den Teilaufschmelzungserscheinungen (Anatexis) der pegmatitischen Substanzen, die aber andererseits durch Sammlung an bestimmten Bahnen (metatektische Bildungen) das s-Gefüge wieder betonen können (vgl. auch WEISSENBACH, 1963: Saualpe, V.).

Die Vergenzen aller dieser Faltungsgebilde laufen oft gegeneinander und ergeben in der Gesamtheit eine polytrope Verfaltung. Im einzelnen dominieren in der Katazone um den Löllinggraben die N-Vergenzen (Saualpe, I., S. 24/25), in der Mesozone im Raume Hüttenberg — Friesach ganz klar die S-Vergenzen (PILGER, 1942; SOLYOM, 1942) und in der Epizone eher wieder die N-Vergenzen (THIEDIG, 1962).

Daraus läßt sich also über die Bewegungstendenz im variszischen Gebirge wenig sagen. Es scheint der Saualpenraum als ganzes wenig verfrachtet worden zu sein und seine Tektonik entspricht der einer Einklemmung zwischen starren Backen (SANDER, 1948).

6. Die Erz- und Minerallagerstätten der Saualpe

Die Saualpe ist seit Anfang des vorigen Jahrhunderts als Sammelgebiet für verschiedene interessante Mineralparagenesen berühmt. Manches davon schienen einmalige Funde gewesen zu sein, und auch die Beschreibung der Örtlichkeiten war meist sehr ungenau, so daß neue Beobachtungen vielfach schwierig und langwierig waren. Seit 1948 aufgenommene mineralogische Forschungen im Saualpenraume hatten bereits zur Wiederauffindung einiger alter Fundstellen und zu ihrer Neuuntersuchung geführt. Die systematischen Aufnahmen der Arbeitsgemeinschaft haben alle alten „mineralogischen Probleme" der Saualpe lösen können. Neue Minerale in früheren Vorkommen, neue Fundstellen und Paragenesen wurden entdeckt. Die Bildungsbedingungen der Minerallagerstätten konnten in ihrem Zusammenhang mit der geologischen Umgebung studiert und geklärt werden. Besonders wichtige Erkenntnisse wurden von N. WEISSENBACH (Clausthal) bei der Untersuchung der zentralen katazonalen Teile der Saualpe erhalten, an die eine ganze Reihe der berühmten Mineralvorkommen gebunden sind.

Eines der wichtigsten Ergebnisse der Arbeitsgemeinschaft ist die Feststellung, daß es sich in der Saualpe um eine variszische Metamorphose handelt, die von der oberen Katazone über Meso- und Epizone bis in die Anchizone reicht. Ein Großteil der Minerallagerstätten der Saualpe ist mit dieser Metamorphose eng verbunden, aber unter Bezug auf die Hauptdurchbewegung der Gesteine innerhalb des Gesamtablaufs der variszischen Orogenese können zwanglos als Untergruppen prätektonische von syn- bis posttektonischen und späten Nachläufern unterschieden werden. Diesen variszischen Mineral-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

lagerstätten steht kraß die Gruppe der jungen Erzlagerstätten gegenüber, die in Verbindung mit der tertiären Bruchtektonik im „Altkristallin" aller Tiefenzonen auftreten.

A. Variszische Minerallagerstätten:

a. prätektonisch:

1. Andalusitpegmatite, mit reliktischem Andalusit (Kienberg),
2. Korund führender Biotit-Bytownitfels (Mosinz),
3. Salit-Skapolith-Granatfelse (Mosinz),
4. schwarze Staurolithe in Glimmerschiefern der Mesozone (Plankogel, Pressner Alpe).

b. syn- bis posttektonisch:

1. Disthenparamorphosen nach Andalusit in Augengneisen und Pegmatiten (Kienberg; analog verbreitet in der Koralpe).
2. prätektonische Pegmatite, posttektonisch umkristallisiert mit Disthen (im Schiefergneis südlich Kienberg),
   mit braunem Staurolith und Disthen (im Schiefergneis zwischen Geierkogel und Forstalpe),
3. die Eklogite mit Omphazit, Granat, Zoisit, Klinozoisit, Karinthin, Cyanit, pseudowürfeligem Quarz, Muskowit, Rutil, Apatit (Gertrusk, Kupplerbrunn, Kirchberg, Jurkikogel, Beilstein),
4. posttektonische Querpegmatite im Eklogit bei randlicher Amphibolitisierung mit Zoisit, Pseudozoisit, Klinozoisit, Zirkon (Hyazinth), Titanit, Rutil, Pyrit (Prickler Halt; Sandkogel = früher Ladinger Spitze),
5. posttektonische Querpegmatite im Schiefergneis
   mit Dumortierit (zw. Eisernem Kreuz und Jakobpaulischweig),
   mit „jungem" Andalusit (Witra Beint; Gertrusk NO; Forstalpe),
   mit Disthen (Forstalpe; Kienberg),
6. s-parallele Quarzgänge aus Eklogitnachbarschaft im Schiefergneis
   mit Rutil (Grafenzeche; Steinerhütte),
   desgl. + Apatit (zwischen Großer Saualpe und Speikkogel),
   desgl. + Monazit und Ilmenit (Sandkogel S = früher Ladinger Spitze),
7. pegmatitisch beeinflußte Kalksilikatgesteine im Zweiglimmerschiefergneis
   mit Skapolith, Zoisit, Graphit u. a. (Grafenzeche; Ladingergraben östl. Ofnerhütte; zwischen Gertrusk und Kaserofen),
8. Klüfte im Eklogit
   mit Albit, Skapolith, Prehnit, Chlorit (Kreuztratten östl. Grafenzech; NW Breitofnerhütte; mit großen Albit-xx südl. Jakobpaulischweig).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Durch Anatexis in den Räumen der Katazone mobilisierte pegmatitische Schmelzen wurden bis in die Liegendteile der Mesozone aufgepreßt und bildeten dort — syn- bis posttektonisch — wechselnd mächtige

9. Pegmatitlagergänge
mit Muskowit, Biotit, Feldspaten, Quarz, Beryll, Turmalin und großen Mn-haltigen Almandin-xx (Grube Peter in St. Leonhard) oder
10. phlebitische (arteritische) Pegmatite durch Aufblättern von Granatglimmerschiefern,
mit Turmalin und Zirkon sowie Phosphaten, wie Apatit, Xenotim, Monazit (Grube Käthe in St. Leonhard; Hebalpe u. a. in der Koralpe),
11. Antigoritisierung der Ultrabasite und Bildung der Serpentinhofparagenesen mit Aktinolith, Anthophyllit, Magnesit, Talk, Leuchtenbergit u. a. (Plankogel, Grießerhof bei Hirt),
12. die großen Granat-xx und Korund im Grenz-Reaktionsbereich zwischen Glimmerschiefer und Serpentin (Unterer Grabner bei Lölling), Korund ebenso am Rand der Serpentine vom Plankogel bei Hüttenberg und von Aichberg/Lavanttal,
13. brauner Staurolith im Glimmerschiefer (Semlach),
desgl. + Chloritoid, Disthen und Granat (Plankogel SW),
14. Phlogopitmarmore,
Kalksilikatmarmore mit Tremolit, Diopsid, Skapolith, Titanit, Uvit usw. (Hüttenberger Erzberg),
15. hierher auch die Bildung metamorpher Manganerze aus sedimentären Manganquarziten mit Rhodonit, Spessartin, Rhodochrosit (Lölling, Plankogel, Dürnstein bei Friesach).

c. posttektonische Nachläufer:

1. Randamphibolite um Eklogitkörper mit Kluftfüllungen nach Art der „alpinen Kluftminerale" mit Albit-xx (auch Periklin), Epidot, Titanit (Sphen), Chlorit u. a. (Gertrusk u. a.),
2. „alpine Klüfte" im Schiefergneis
mit Albit-xx, Chlorit u. a. (zwischen Ladinger Spitze und Jakobpaulischweig),
3. Klüfte im Eklogit mit Albit, Tremolit, Epidot, Prehnit-xx (Irregger Schweig/Schumetzkogel; Klippitztörl);
desgl. mit Epidot, Prehnit- und Axinit-xx (Weißbergerhütte); nur mit Epidot + Axinit (Tisäckergraben).

B. Junge, alpidische Erzlagerstätten:

(Abkürzungen: K = Kata-, M = Meso-, E = Epi-, A = Anchizone)

a. Gänge mit As-Au-Ag-Ni-Co-Bi-Erzen (Kliening in K; St. Martin a. S. in M, z. T. Hüttenberg-Lölling in M).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

b.

1. Eisenspatparagenesen (Wölch und Waldenstein in K; Hüttenberg, Waitschach, Friesach in M),
2. mit Eisenglimmervormacht (Waldenstein in K; St. Martin a. S. in M),
3. Realgarvorkommen (Stelzing/Lölling, Mischlinggraben und Preims in K; Dragonerfels bei Trixen in E),
4. ged. Arsen-Lagerstätten (Kasolnig bei Brückl in E; ged. As als Mineralfunde: Wölch in K; Knappenberg in M),
5. Bournonit(Cu-Pb-Sb)-(Baryt)-Paragenesen (Waldenstein und Wölch in K; Hüttenberg-Gossen, Felixbau, Waitschach und Friesach in M),
6. Antimonitlagerstätte (Neufund von F. THIEDIG, 1961, am Hapatnikkogel bei Brückl in E; Sb_2S_3 als Mineralfund: Wölch in K),
7. Ankerit im Amphibolit (Trixen in M); „Eisendolomite" in M und E,
8. Wechselwirkungen an Antigoritserpentinen (Grießerhof bei Hirt und Plankogel in M),
9. Cölestin- und Gipsmetasomatosen (Hüttenberg-Gossen in M).

c. Pb-Zn-Vererzungen: Ratteingraben und Hirter Marmor in M; Wandelitzen in E. — Kastraungraben bei Kl. St. Paul (?=Typus Meiselding) in E.

d. Kupferkies-Fahlerz-Quarzgänge ± Siderit, Ankerit: Trixen und Diex in M; Schwabegg in E; Ruden in A.

Zwischen fast sämtlichen Gruppen und Untergruppen bestehen stoffliche und paragenetische Verbindungen, die für eine einheitliche Vererzungsabfolge bezeichnend sind. Die für die Unterteilung angeführten Beispiele sind nur als Schwerpunkte des jeweiligen Typs aufzufassen.

7. Die Bruchtektonik am Saualpen-Westrand (dazu Abb. 6 und 7)

E. CLAR (1951) hat bereits eine zusammenfassende Darstellung über das Störungssystem längs des Görtschitztales gebracht. Die neuen Kartierungen haben aber auch in dieser Hinsicht wesentliche Ergebnisse geliefert, die im folgenden behandelt werden.

Von der Hüttenberger Eisenspatlagerstätte ausgehend, konnten nun alle bedeutenderen Störungen an Hand der Zerrüttungszonen auch in den nur obertags zugänglichen Gebieten auskartiert werden. Die Versetzungsbeträge ergeben sich sowohl ganz grob aus den Dicken der Mylonitzonen als auch genauer aus den bekannten Mächtigkeiten des Normalprofiles.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Im wesentlichen ist die Bruchtektonik als zur alpidischen Orogenese gehörig aufzufassen, wenn auch im Ausgehenden der älteren (variszischen), die Metamorphose prägenden Orogenese ganz eindeutig Brüche und Verwerfungen und namentlich Kluftsysteme entstanden sind. Aus der Art der Mineralisation (siehe Punkt 6.) der Füllungen in Spalten und Verwerfern ist dies oft eindeutig kenntlich. Außerdem fehlen den nur alten Verwerfern die Mylonite, weil diese Verwerfer zu einer Zeit entstanden, als die Gesteine noch rekristallisieren konnten. Daneben gibt es auch gemischte Störungstypen, die sich durch doppelte Bewegung bildeten. Im großen und ganzen aber findet man — bis auf die vorgezeichneten Richtungen — zwischen der jungen und alten Tektonik keine Übergänge oder baumäßigen Zusammenhänge etwa in Relativsinn und Intensität der Bewegungen.

Es war auch noch nicht festzustellen, ob die Görtschitztaler Störungszone (vgl. FRITSCH, 1963), die als Geofraktur aufzufassen ist, bereits im alten variszischen Gebirge zu einer Auswirkung kam. Dafür sprechen nur vage Andeutungen (vgl. Saualpe, I., S. 22; Saualpe, IV., S. 58). Auch in den Sedimenten des Perm und der Trias ist beim jetzigen Stand der Forschung nichts von einer Görtschitztal-„Geofraktur" zu bemerken.

Mit den senonen Oberkreidesedimenten des Krappfeldes tritt die Görtschitztaler Störungszone ins Licht der Erdgeschichte. Das Gosaukreide-Einbruchsbecken, dessen starke Einsenkung auch durch die neuen Untersuchungen von van HINTE (1962) durch die Ausfüllung mit Flyschsedimenten erwiesen ist, folgt bereits ganz dem alpidischen Störungsinventar, dennoch müssen die Hauptbewegungen an den meisten Störungen erst später bis wesentlich später erfolgt sein. In der Zeit des Senons muß aber das Anfangsstadium der folgenden Bruchzerstückelung bereits bestanden haben.

Durch die in den permisch-triadischen Gesteinen aufgefundenen Linearen (STREHL, 1962, S. 65) deuten sich faltende Bewegungen an, die am Saualpenwestrand meist N—S- bis NE—SW-Richtungen aufweisen. Andererseits beobachtet man sehr eindrucksvoll im Bergbau Hüttenberg (CLAR-MEIXNER, 1953, S. 78 ff.; CLAR, 1953, S. 263), wie sich mit Annäherung an die ganz großen Störungslinien die B-Achsen schon weit vorher verbiegen und in den Bewegungssinn der Störungen eingeschleppt werden. Solche B-Steilstellungen liegen am ganzen Saualpenwestrand im Görtschitztaler Störungssystem auch in relativ ungestörten Bereichen vor (THIEDIG, 1962, S. 33 ff.). So bleibt nur die Deutung, diese verbreiteten Achsenumbiegungen als Ausdruck einer Flexurfaltung, der die Linearen im Perm zuzuordnen sind, aufzufassen. Aus diesen Flexurfalten entstanden durch anschließendes Zerreißen die Störungen. Reine Schleppungen zu den Störungen können die Umbiegungen wegen ihrer regionalen Ausdehnung nicht sein.

Aus der Analyse der gemessenen Rutschrichtungen in den Flyschsedimenten der Oberkreide (van HINTE, 1962) in Kombination mit den bekannten Störungslinien (KAHLER, 1953) kann gefolgert wer-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

den, daß die beiden alpidischen Hauptstrukturrichtungen, eine NNW—SSE- und eine ENE—WSW-Richtung, bereits in der Oberkreide aufscheinen. Sie bilden nebst einem NE—SW-System den Rahmen des Kreidebeckens, das gegen SSE mit dem freieren Meer in Verbindung gestanden haben dürfte.

Der erwähnte generelle Verlauf der alpidischen Großstrukturrichtungen stimmt nun nicht mit den älteren (variszischen) und den der Anisotrophie des Kristallins entsprechenden Richtungen überein. Dennoch folgen aber die jungen Brüche, so oft und gut es geht, den alten vorgegebenen Anlagen. Auf diese Weise kommt das merkwürdige Schollenmosaik (siehe Abb. 6), das aus lauter ungefähren „Parallelogrammen" besteht, zustande.

Die hauptsächlichen Richtungen, aus denen das Störungsnetz zusammengesetzt ist, sind die folgenden:

a) etwa NNE—SSW, nach ac-Klüften, wobei aber nur die E-fallenden wahren ac-Flächen entsprechen, die W-fallenden dürften einer Okl-Flächenschar folgen,

b) etwa WNW bis ESE streichende und N- oder S-fallende Verwerfer nach hOl-Flächen,

c) nicht auf alte vorgezeichnete Systeme rückführbar sind die N—S bis NNW—SSE und die E—W bis ENE—WSW sowie einige nur aus Gesteinsanisotropien erklärbare Störungsrichtungen.

Trotz der anscheinend gleichzeitigen Anlage aller dieser Bruchrichtungen sind doch, wie durch gefügekundliche Studien aus dem Bergbau Hüttenberg erkannt wurde (CLAR-MEIXNER, 1953, S. 90), die etwa E—W streichenden, teils ursprünglich als ein hOl-Scherflächensystem angelegt, die durchschnittlich älteren. Die etwa N—S verlaufenden sind der ersten Anlage nach wohl ähnlich alt, doch meist viel länger bis nach der Vererzungsphase und vereinzelt auch rezent zu Bewegungen benützt worden.

Für e i n e der größeren E—W-Störungen, die „Schelmberg-Störungszone", kann sogar das Alter der Hauptbewegung rekonstruiert werden. Der Gesamtversetzungsbetrag an dieser Zone beträgt über 1000 m. Darin sind epizonale Gesteine, anchizonale in Schollen und Oberkreide (nur mit Geröllen aus der Anchizone) gegeneinander versetzt. Doch schon das Eozän (mit viel Geröllen aus der Epizone) liegt südlich der Schelmberg-Störungszone auf der Oberkreide und nördlich direkt auf der Epizone in einer unbedeutend höheren Lage von 100 m. Seit dem Eozän kann also an dieser Störung, die übrigens auch an N—S-Brüchen deutlich versetzt wird, höchstens diese relativ geringe Bewegung stattgefunden haben. Die Hauptbewegung in der Schelmberg-Störungszone ist der laramischen Phase zuzuordnen (vgl. KAHLER, 1928, S. 155).

Das ganze Störungsnetz am Saualpenwestrand stellt bis auf einen Teil der E—W-Scherrisse des Hüttenberger Erzberges, die wohl einer Pressung (Einengung) ihre Entstehung verdanken, eine große Zerrungstektonik mit allen dazugehörigen Fakten, wie synthetische Sprünge

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

um Lokalgräben und -horste mit vereinzelten Pressungen und Überschiebungen, dar. Die Hauptsprünge sind durchwegs synthetische mehrminder saigere Abschiebungsverwerfer (siehe Abb. 6). Wir haben hier zur Gänze ein Musterbeispiel germanotyper Tektonik vor uns.

Da die Flexuren der Oberkreide schon in dem gleichen Sinne wie die späteren Sprünge wirkten, so sieht man, daß die Ausbildung dieses Störungsnetzes die ganze alpidische Ära hindurch vor sich gegangen ist. Aus den erhaltenen Kreide- und Tertiärsedimenten kann man aber auch erkennen, daß Phasen stärkerer Bewegung mit solchen schwächerer wechselten (FRITSCH, 1962 c).

Die Bewegungsrichtungen an den kleineren Störungen sind, wie die Grubenaufschlüsse zeigen, recht vielseitig. Die größeren bis großen Störungen aber tendieren immer zu mehr steilen Abschiebungen, wie die Harnischrichtungen und auch der gewundene Verlauf etwa gerade der Görtschitztaler Hauptstörung beweisen. Blattverschiebungen spielen bei den Hauptbewegungen keine Rolle, sie kommen nur als Ausgleichsbewegungen innerhalb der Störungszonen vor.

Auch dieser Befund deutet auf die fast reine Zerrungsbeanspruchung während der jüngeren Tektonik hin. Es entstand dabei die aus Becken und Horsten bestehende Landschaft des Alpenostrandes. Durch die Zerrung scheinen auch die Aufstiegswege für die Vererzung und den Südalpen-Magmatismus geschaffen worden zu sein.

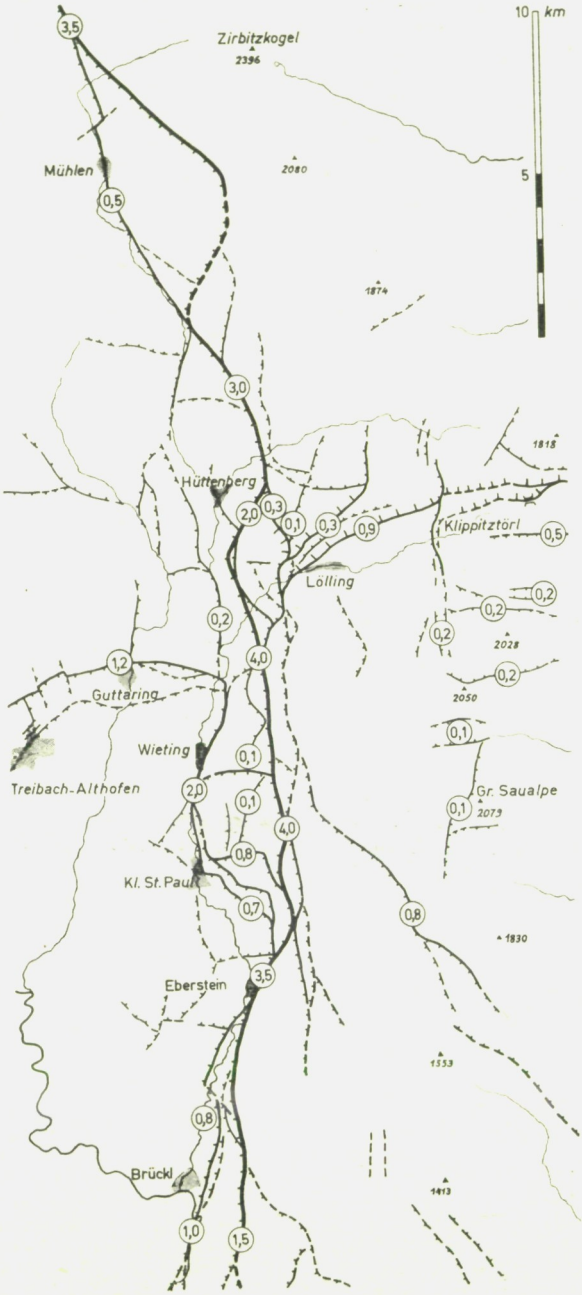
Da die Hauptbewegungen etwa Saigerverstellungen waren, können die ungefähren Verstellungsbeträge wegen der im Kristallin vorherrschenden Flachlagerung relativ leicht angegeben werden (siehe Abb. 6).

Die Görtschitztaler Hauptstörung selbst weist im Saualpenbereich zwischen 1500 m und 4000 m schwankende Verstellungsbeträge auf. Zur Angabe dieser Werte kommt es auch darauf an, welche Breite einer einzelnen Störung zugebilligt wird. So reicht die Hauptstörung bei den maximalen Versetzungsbeträgen von etwa 4000 m über einen Bereich von mehr als 100 m Breite, der keineswegs nur Mylonite, sondern auch eingeklemmte Schollen von meist härteren Gesteinen aus den unterdrückten Profilteilen enthält (z. B. Serpentin- und Quarzitschollen bei Kirchberg).

Abb. 6. Kartenskizze der westlichen Saualpe mit den Störungen und Verwerfern von über 100 m Versetzungsbeträgen.

Die Störungsdichte auf dieser Skizze ist wesentlich von der Kartierintensität abhängig. Die Brüche im SE-Teil der Skizze sind der geologischen Bezirkskarte von Völkermarkt (P. BECK-MANNAGETTA, 1954) entnommen. Durchgezogene Linien = sichere Störungen; unterbrochene Linien = vermutete Störungen. Kurze Seitenstriche an den Linien bezeichnen Richtung und steiles Einfallen (über 65°) der Störungsflächen und weisen auf die abgesunkene Scholle hin. Lange Seitenstriche kennzeichnen flachere Störungen mit 40 bis 65° Einfallen. Die Zahlen in den Kreisen geben die „errechneten" Versetzungsbeträge in Kilometern an.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at



©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Als Beispiele dafür, wie solche erstrangige Störungen im Detail aussehen, seien die beiden geologisch genau aufgenommenen Durchörterungen der Görtschitztaler Hauptstörung am Hüttenberger Erzberg erwähnt (siehe auch THIEDIG, 1962, S. 40 ff.). Hier hat die Störung einen Mindestversetzungsbetrag von 2000 m. Im Hüttenberger Unterbaustollen, der senkrecht zu der Störung verläuft, ist der zerrüttete Gesteinsstreifen etwa 100 m stark. Die eigentliche Störung besteht aus 16 m Myloniten, die aber noch ihre Herkunft von Glimmerschiefern verraten, mit tektonischen Geröllen, und aus einem nur 0.75 m dicken schwarzen Mylonit, der indifferent und so feinkörnig ist, daß er sich nahezu wie ein Montmorillonitton verhält. Das aus dem Erdoberflächenverschnitt in Kombination mit dem Grubenaufschluß konstruierte Einfallen dieser Störung gegen W beträgt 79°.

Bei der zweiten Durchörterung, die von der Gossener Marmorscholle aus erfolgte, wurden zwei durch ein riesiges tektonisches Marmorgeröll (Durchmesser mindestens 4 m), das vermutlich der Zossener Marmorserie zugehört, getrennte Mylonitzonen erschlossen. Die Mächtigkeit der Mylonitzonen beträgt 10 und 6 m. Ihre Abkunft von Glimmerschiefern ist auch bei der dunkleren, 6 m starken Mylonitzone, die etwas dem oben beschriebenen indifferenten Mylonit ähnelt, zu erkennen. Beide Mylonite enthalten tektonische Gerölle von Glimmerschiefern, Kalksilikatmarmoren, Quarziten und von Pegmatiten (siehe Abb. 7). Die ganze Zone ist hier mit den zerrütteten und geschleppten Randpartien etwa 60 m mächtig.

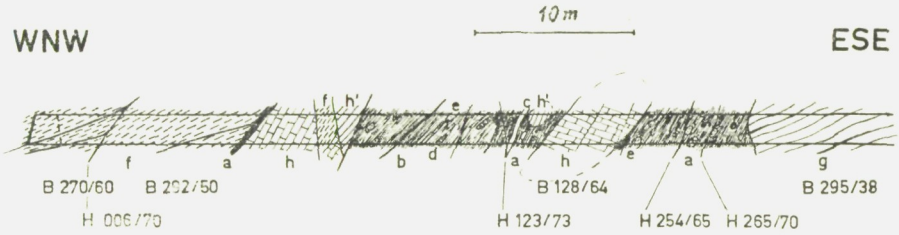


Abb. 7. Stollenprofil durch die Görtschitztaler Hauptstörung im Erzbergbau Hüttenberg (Revier Gossen, Albertsohle).

a = dunkle Mylonite (meist nach Glimmerschiefern), b = graue Mylonite (meist nach Glimmerschiefern), c = helle Mylonite (nach Pegmatiten?), d = tektonisches Geröll von mehrminder mylonitisiertem Pegmatit, e = tektonische Gerölle von Quarziten und Glimmerschiefern, f = stengelige Zweiglimmerschiefer der Kräupinger Amphibolitserie (teilweise stark kataklastisch), g = Glimmermarmore der Gossener Scholle der Hüttenberger Marmorserie, h = sonstige Bändermarmore, h' = andere kataklastische Glimmermarmore, H = gemessene Harnisch-Rillungsrichtungen, B = gemessene Faltenachsen oder Hauptlineare, B in der Gossener Scholle (ESE) durchschnittlich 290/10; B in der Globitschscholle (WNW) durchschnittlich 280/45.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Von den Hauptstörungen zweigen zahlreiche Nebensprünge ab, die auch über längere Strecken dem Hauptsprung sozusagen Versetzungsbeträge wegnehmen oder wieder zuführen können. Auch ohne Verbindung zur Hauptstörung laufende Parallelsprünge sind vorhanden. Dadurch ist nirgends der Gesamtversetzungsbetrag der Görtschitztaler Störungszone am Hauptsprung vereinigt. Der Gesamtwert der Versetzung muß nach Summierung der Einzelsprünge am Saualpenwestrand zwischen 5000 und 6000 m liegen. Die Größenordnung der Versetzung entspricht damit der der großen Verwerfer — Geofrakturen — unserer Erde (Oberrhein-Graben, E-Afrikan. Gräben). Auch für die Lavanttaler Störungszone östlich der Saualpe hat BECK-MANNAGETTA (1952, S. 98/99) auf Grund von Beobachtungen im kohleführenden Tertiär ähnlich große Versetzungsbeträge (mindestens 4000 m) berechnet.

Interessanterweise ist aber die Dichte der Einzelstörungen um die Görtschitztaler Störungszone herum kaum größer als im übrigen Saualpenbereich. Hier sind nur die Versetzungsbeträge an den Einzelsprüngen entschieden höher und summierbar angeordnet, während sich im übrigen Schollenmosaik der Saualpe in gewissen Gebieten die Störungen in Summe gegenseitig unwirksam machen.

Zusammenfassend ist zu sagen: Die sichere alpidische Tektonik im westlichen Teile der Saualpe beschränkt sich auf eine nur geringe Pressung, der das mylonitische homoachsiale hOl-Scherflächensystem zuzuordnen ist. Sehr kräftig wirkte dagegen eine Zerrungstektonik mit ENE—WSW- und NNW—SSE-Richtungen, die mit den variszisch angelegten Klüften und Verwerfungen interferierten und mindestens ab der Oberkreide gleichzeitig und wechselnd kräftig wirkten. Anfangs schienen dabei die quasi E—W-Systeme gleich, wenn nicht bevorzugt vor den N—S-Systemen gewesen zu sein. Gegen die Jetztzeit, etwa ab der miozänen Vererzungsperiode, überholte die N—S-Tektonik immer mehr den E—W-Plan und wurde schließlich morphologisch bestimmend. Dabei entstand die im Versetzungsbetrag mit den größten Brüchen der Erdkruste vergleichbare Görtschitztaler Störungszone.

8. Vergleich der geothermischen Gradienten in metamorphen Gebirgen

Wie schon von W. FRITSCH (1962 a) dargelegt, liegt in der Saualpe der auf der Erde seltene Fall vor, daß ein derart mächtiges Metamorphoseprofil von der Anchi- bis zur Katazone der Untersuchung zugänglich ist. Da die Mächtigkeiten innerhalb dieses Profils recht genau bekannt sind und andererseits heute durch Experimente der modernen Petrologie für verschiedene Mineralfazien recht genaue Temperaturangaben gemacht werden können, so ist es daraus möglich, auf die geothermische Tiefenstufe und den Druck zur Zeit der einzelnen Kristallisationsphasen rückzuschließen (vgl. N. WEISSENBACH: Saualpe, V.).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Die Berechnung ergibt dabei für die Saualpe einen Durchschnittswert der geothermischen Tiefenstufe für die Höchsttemperaturphase mit 16 m/°C. Das ist ein auf die Hälfte herabgesetzter Wert der normalen geothermischen Tiefenstufe von 33 m/° C.

Auch aus anderen Teilen der Erde sind solche Rekonstruktionsversuche gemacht worden. So bearbeiteten SCHÜLLER — CHANG — YING (1960) die Metamorphite im Tsinlingshan (China). Dort reicht zwar das Profil nach oben nur in die Epizone, doch gegen unten tiefer in die Katazone bis zu granitischen Migmatiten hinab. Die Mächtigkeiten für die einzelnen Tiefenstufen sind etwa doppelt so groß wie in der Saualpe. Daher läßt sich im Tsinlingshan eine etwa normale geothermische Tiefenstufe rekonstruieren. Entsprechend sind dort die Mineralfaziesverhältnisse anders als in der Saualpe, denn unter den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern kommen dort direkt, ähnlich wie im schottischen Dalradian, Sillimanitgneise und noch tiefer granitische Migmatite vor. In der Saualpe waren dagegen Andalusitgneise und pegmatitische Migmatite vorhanden.

Wieder andere Verhältnisse herrschen im variszischen Gebirge der Pyrenäen, in denen L. U. de SITTER (Leiden) und H. J. ZWART ähnliche Untersuchungen anstellten. Die geothermische Tiefenstufe ist dort von noch geringerer Größenordnung als in der Saualpe, nämlich nur 7 m/°C. Das wird durch das Auftreten eines Intrusivplutons verständlich. Die Kristallisationsabfolge trägt dabei Züge einer Kontaktmetamorphose. Daher tritt dort Andalusit noch höher und gleichzeitig mit Staurolith und Cordierit, aber ohne Beteiligung von Granat auf; darunter liegt eine Sillimanit-Cordierit-Zone (ZWART, 1962).

9. Zeitliche und regionale Einordnung der orogenen Vorgänge

Zur zeitlichen Einordnung läßt sich derzeit folgendes feststellen: Das Kristallin mit der geschilderten Formung in der stofflichen Anordnung, im Achsengefüge und in der postkinematischen Kristallisation wird von der bisher als Grödener oder Griffener Schichten bezeichneten Sedimentserie diskordant übergriffen. Deren tiefste Glieder sind am Christofberg ins Oberkarbon (Westfal C—D, RIEHL-HERWIRSCH, 1962) zu stellen. Räumlich weiter ausgreifend ist dann das Unterrotliegend in Form einer roten Tonschiefer-Konglomeratserie (STREHL, 1962) entwickelt. Die Folge setzt sich im stratigraphischen Verband über Grödener und Werfener Sandsteine in die Krappfeld-Trias fort (Mitteilungen von G. RIEHL-HERWIRSCH, 1962, und E. STREHL, 1962). In den Basalbrekzien dieser Schichten sind z. B. in der Latschurgruppe Phyllite des Untergrundes mit einer Kleinfältelung gleicher petrotektonischer Charakteristik enthalten (FRITSCH, 1961 b). Die jüngsten datierten Schichtglieder des übergriffenen Unterbaues sind in der Saualpe Oberdevon II β. Darüber folgen aber noch schätzungsweise 200 m fossilfreie Sedimente (Abb. 2, Profil Althofen).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Es wird noch versucht, durch Conodontenteste aus Kalkgeröllen der Basiskonglomerate des Deckgebirges die stratigraphische Reichweite des Unterbaues nach oben hin zu ergänzen.

Die letzte Formung des Gesamtkristallins ist nach dieser Sachlage variszisch. Nach dem gegenwärtigen Stand käme von den STILLE-schen Phasen die bretonische und sudetische in Frage.

Alle Erscheinungen der hier beschriebenen Zonenabfolge vom stratigraphisch datierten Altpaläozoikum bis ins Hochkristallin hinein sind durch Zuordnung zu dieser orogenetischen Ära befriedigend zu verstehen. Es gibt keinen Anhaltspunkt, um ältere, z. B. kaledonische, geschweige denn assyntische Bewegungen oder Kristallisationen abzutrennen. Hingegen gibt es Hinweise für eine erst- und einmalige Metamorphose im größten Teil dieses Kristallinkomplexes. Das führt zum Schluß, daß in der Saualpe ein ausgedehntes Stück des variszischen Orogens innerhalb der Ostalpen erhalten ist.

Mit Ausnahme der Bruchstörungen und zugehörigen Flexuren sind Bewegungen der alpidischen Ära nicht nachweisbar. Dies steht im Gegensatz zu den von A. TOLLMANN (1962) entwickelten tektonischen Vorstellungen. Nach TOLLMANN müßte die alpidische Fernüberschiebung am Ostrand seiner Gurktaler Decke zwischen einem „paläozoischen" und einem „altkristallinen" Anteil des Saualpenkristallins durchschneiden. Dazu nehmen wir folgendermaßen Stellung:

Allem Anschein nach setzen sich die anchi- und epizonalen Serien aus der westlichen Saualpe ohne Unterbrechung bis in die 60 km entfernten westlichen Gurktaler Alpen fort. Dort sind diese Serien in klarer Weise flach über die dem mesozonalen (Bundschuh-) Kristallin aufliegende Stangalm-Trias überschoben. Diese Überschiebung ist noch eindeutig in der Flattnitz und bei Murau bis auf 30 km NW von Hüttenberg erwiesen. Das Alter der Karbonatgesteinsserie von Mühlen, nur 10 km nördlich von Hüttenberg, bleibt dagegen offen, so daß diese nicht als Beleg für eine alpidische Überschiebung des Gurktaler Paläozoikums auf ein höher metamorphes Kristallin verwendbar ist. Die lithologischen Vergleiche und die Wahrscheinlichkeit eines streichenden Zusammenhanges sprechen mehr für eine Zuordnung der Mühlener Karbonatserie zur paläozoischen Phyllitserie.

Auch die breite Zone von Diaphthoriten, die auf der Karte von H. BECK (1931, Blatt Hüttenberg-Eberstein) wiedergegeben wurde und auf die sich TOLLMANNs Ansicht stützt, existiert nicht. Sie gehört vielmehr in den Rahmen der progressiven Zonenmetamorphose, wie schon PILGER (1942), SÒLYOM (1942) und CLAR (1953) mitgeteilt haben und auch durch neuere Arbeiten erhärtet wird (ZADORLAKY-STETTNER, 1960/61). Bescheidene Merkmale einer regressiven Metamorphose sind im ganzen Kristallinschichtstoß nur fleckenweise, nach der Tiefe zu sogar verstärkt, wahrzunehmen. Diese „Diaphthoresen"-Retrometamorphosen sind als Bildungen der ausklingenden variszischen Metamorphose zu verstehen. Falls sich darin ein jüngerer Anteil alpidischer diaphthoritischer Umsetzungen verber-

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

gen sollte, handelt es sich keinesfalls um eine durchlaufende Bewegungszone.

Schrifttum:

F. ANGEL, 1939: Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. — Fortschr. d. Min., *23*, XC—CIV.

F. ANGEL — E. CLAR — H. MEIXNER, 1953: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. — Der Karinthin, *24*, 289—296.

H. BECK, 1931: Geolog. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg-Eberstein, 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.

P. BECK-MANNAGETTA, 1952: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. Geol. B. A., Wien, *95*, 1—102.

P. BECK-MANNAGETTA, 1959: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., Wien, *102*, 313—352.

E. CLAR, 1951: Über die Görtschitztaler Störungszone (Norejalinie) bei Hüttenberg. — Der Karinthin, *15*, 65—71.

E. CLAR, 1953 a: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. — Der Karinthin, *22*, 225—230.

E. CLAR, 1953 b: Über die Verbiegung von Faltenachsen am Hüttenberger Erzberg. — Der Karinthin, *23*, 260—264.

E. CLAR — H. MEIXNER, 1953: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. — Carinthia II, *143*, 67—92.

H. FLÜGEL, 1958: 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., *88*, Graz, 51—78.

W. FRITSCH, 1957: Aufnahmsbericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Der Karinthin, *34/35*, 211—217.

W. FRITSCH — H. MEIXNER — A. PILGER — R. SCHÜNENBERG, 1960: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, *150*, 7—28.

W. FRITSCH, 1961 a: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. — Geologie, *10*, 67—80.

W. FRITSCH, 1961 b: Eine Transgression von Grödener Sandstein in der Latschurgruppe Kärntens. — Carinthia II, *151*, 52—57.

W. FRITSCH, 1962 a: Von der Anchi- zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. — Geol. Rdsch., *52*, 202—210.

W. FRITSCH, 1962 b: Erläuterungen zu einer neuen geologischen Übersichtskarte von Kärnten (1 : 500.000). — Carinthia II, *152*, 14—20.

W. FRITSCH, 1962 c: Geröllfunde vom Fuchsofen bei Klein St. Paul im Görtschitztal. — Carinthia II, *152*, 75—78.

W. FRITSCH, 1963: Zur Nomenklatur der Görtschitztaler Störungszone. — Carinthia II, *153*, 52—57.

F. HERITSCH, 1939: Die Karnischen Alpen. — Graz (Geol. Inst. d. Univ.), 205 S.

J. E. van HINTE, 1962: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Diss. Univ. Utrecht.

F. KAHLER, 1928: Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. — Jb. Geol. B. A., Wien, *78*, 145—160.

F. KAHLER, 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — 16. Sonderheft der Carinthia II, Klagenfurt, 78 S.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

H. von KAMP — N. WEISSENBACH, 1961: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) II. (Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel). — Carinthia II, *151*, 5—40.

A. KIESLINGER, 1926: Geologie und Petrographie der Koralpe I. — Sitzber. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-nat. Kl., I, *135*, 1—42.

K. METZ, 1958: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. geol. Ges., Wien, *50*, 201—250.

H. MOHR, 1923: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Zs. Deutsch. Geol. Ges., *75*, Monatsberichte.

A. PILGER, 1942: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. — Ber. Reichsst. f. Bodenforschg. Wien, 6—11.

G. RIEHL-HERWIRSCH, 1962: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. — Der Karinthin, *45/46*, 244—246.

B. SANDER, 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. — Innsbruck-Wien, 215 S.

A. SCHÜLLER — T. W. CHANG — S. H. YING, 1960: Der metamorphe Zonenbau des Tsinlingshan im Schnitt Paochi-Baochengxie I: Die Metamorphite der tonig-kieseligen Sedimente und Metabasite. — Geologie, *9*, 115—137.

F. SOLYOM, 1942: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — Diss. Univ. Berlin.

E. STREHL, 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) IV. (Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein-St. Paul und Brückl). — Carinthia II, *152*, 46—74.

F. THIEDIG, 1962: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) III. (Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul). — Carinthia II, *152*, 21—45.

A. TOLLMANN, 1962: Ostalpen-Synthese. — Wien (F. Deuticke), 256 S.

O. H. WALLISER, 1962: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze — Symp. 2. Intern. Arbeitstagung d. Silur-Devongrenze u. Stratigr. Silur u. Devon. Bonn-Brüssel 1960, Stuttgart 1962.

N. WEISSENBACH, 1963: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) V. — Carinthia II, *153*, 5—23.

N. ZADORLAKY-STETTNER, 1960: Beiträge zur Kenntnis der geologischen und petrographischen Verhältnisse und der Erzlagerstätten in den östlichen Gurktaler Alpen, westlich von Friesach in Kärnten. — Diss. Univ. Wien, XXXII + 239 S.

N. ZADORLAKY-STETTNER, 1961: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen, westlich von Friesach in Kärnten. — Verh. Geol. B. A., Wien, 155—170.

H. J. ZWART, 1962: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost Area (Central Pyrenees). — Geol. Rdsch., *52*, 38—65.

Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. E. CLAR, Geolog. Inst. d. Universität Wien.

Dr. W. FRITSCH, Knappenberg, Kärnten.

Prof. Dr. H. MEIXNER, Knappenberg, Kärnten.

Prof. Dr. A. PILGER, Institut für Geologie u. Paläontologie d. Bergakademie Clausthal (Technische Hochschule) in Clausthal-Zellerfeld.

Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, Geolog. Inst. d. Univ. Tübingen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 1963

Band/Volume: 153_73

Autor(en)/Author(s): Clar Eberhard Dietrich, Meixner Heinz, Fritsch Wolfgang, Pilger A., Schönenberg R.

Artikel/Article: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen- Kristallins (Kärnten), VI. (Mit 7 Abbildungen) 23-51