

Exkursion III/6: Mittelkärnten

Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes
Mit 2 Abbildungen

Von Wolfgang Fritsch, Knappenberg

(Lagerstättenuntersuchung d. Österr. Alpine Montangesellschaft)

I. Allgemeiner Ueberblick

Seit 1957 ist eine Arbeitsgemeinschaft der Lagerstättenuntersuchung der ÖAMG mit den geologischen Instituten Clausthal¹⁾, Tübingen¹⁾ und Wien dabei, die Saualpe und ihre weitere Umgebung im Maßstabe 1:10.000 geologisch neu zu kartieren. Es gelang, durch Auflösung der jungen Bruchtektonik im Grundgebirge eine Art stratigraphische Kristallinabfolge herauszufinden, die eine ganz detaillierte Gliederung zuläßt (6; 10; 11; 21; 36; 37; 39).

Danach ist grundlegend das Kliening-Kristallin (= Stub-Gleinalm-Kristallin?) vom Mittelkärntner Kristallin zu scheiden; dieses letztere gliedert sich zwanglos nach dem Metamorphosegrad in *an*chi- (fossil belegtes Altpaläozoikum), *epi*- (Phyllitgruppe, Gurktaler Phyllite), *meso*- (Glimmerschiefergruppe, Bretsteinserie) und *kata*metamorphe (Schiefergneisgruppe, Koralm-Saualmkristallin) Anteile.

Der *an*chimetamorphe Teil mit dem Leitgestein Tonschiefer läßt sich in zwei Serien gliedern: zuoberst das kalkige bis tonig-sandige „Paläozoikum des Krappfeldes“ (Silur-Devon-Unterkarbon), darunter die vulkanisch-tonig mergelige „Magdalensbergserie“ (18) des Ordoviz?-Silur.

Die Epizone, deren charakteristische Gesteine Phyllite sind, ist zweizuteilen. Die obere Epizone wurde von KAHLER (19) wegen des sehr ähnlichen Gesteinsbestandes mit der Magdalensbergserie (18) „leicht metamorphe Magdalensbergserie“ genannt, soll aber nach unserem Vorschlag neutraler als „Bischoffbergserie“ bezeichnet werden, da es noch nicht geklärt ist, ob sich die Magdalensbergserie tektonisch wiederholt. Die untere Epizone entspricht der (Murauer) „Kalkphyllitserie“ (4; 19) und hat gleichfalls starke vulkanische Anteile.

¹⁾ Mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

In der Mesozone mit einer Glimmerschiefermatrix werden von oben nach unten die „Waitschacher Marmorserie“, die „Kräupinger Amphibolitserie“, die „Zossener und St. Martiner Marmorserie“ (= Friesacher Marmorserie), die „Plankogel-Serpentinserie“, die „Hüttenberger Marmorserie“ und die „Serie der injizierten Glimmerschiefer“ auseinandergehalten.

Bei der Katazone mit Schiefergneisen wird die „Eklogitserie“ von der „Stelzinger Marmorserie“ unterschieden; weitere Unterteilungen dieser Serie vergleiche (39).

Das eingangs herausgehaltene mesozonale Kliening-Kristallin aus vornehmlich Paragneisen läßt eine Zweiteilung in die hangendere „Untere Amphibolitserie“ (= Speikserie ?) und in die liegendere „Wolfsberger Serie“ (3) (= Ammeringserie ?) zu.

Die Mächtigkeit dieser Kristallinabfolge beträgt von der karbonisch-permischen Abrasionsfläche bis zu den tiefst aufgeschlossenen Teilen annähernd 10 km. Die erwähnte „Stratigraphie“ darf natürlich nicht in dem Sinne wie in fossilführenden Gebirgen verstanden werden, sondern damit sind nur die Hangend- und Liegendverhältnisse von bestimmten Gesteinen und Gesteinsserien gemeint. Anders ausgedrückt bedeutet dies die Festhaltung der Lagerungsverhältnisse zur Zeit des Ausklingsens der metamorphen Kristallisation. Unter Berücksichtigung der stofflichen Eigenheiten (Chemismus), des Mineralbestandes, der Korngrößen und des Metamorphosegrades, aber auch der zeitlichen Mineralabfolge, sowie der Beziehungen von Kristallisation zu Deformation versuchten wir eine möglichst eingehende genetische Ableitung der einzelnen Gesteine zu erlangen.

Dadurch werden auch stofflich ähnliche Gesteine bei größeren Teufenabständen unverwechselbar. Es zeigt sich, daß die Metamorphose von oben, mit fossilführendem Altpaläozoikum, nach unten ganz allmählich und ohne Lücken bis zu einem Wendepunkt zunimmt, während der Stoffbestand dieser ganzen Abfolge zwar größte Mannigfaltigkeit, doch keine deutliche gerichtete Veränderung von oben nach unten aufweist. Im Gegenteil, es zeigt sich eine oftmalige Wiederholung gleicher Primärgesteine, wenn auch wenige Gesteinstypen ganz einmalig oder auf einen oder zwei nahe Horizonte beschränkt bleiben. Eine unbedeutende gerichtete Veränderung ist also im Gesteinsbestand nicht ganz zu leugnen.

Solche Verhältnisse lassen den Gedanken aufkommen, daß es sich bei den stofflichen Wiederholungen um eine tektonisch aufgestapelte Abfolge handelt (6, S. 24).

Aber auch ein großrhythmisch wechselnder stratigraphischer Schichtstoß als Primäranlage, sowie eine Kombination von rhythmischem Sedi-

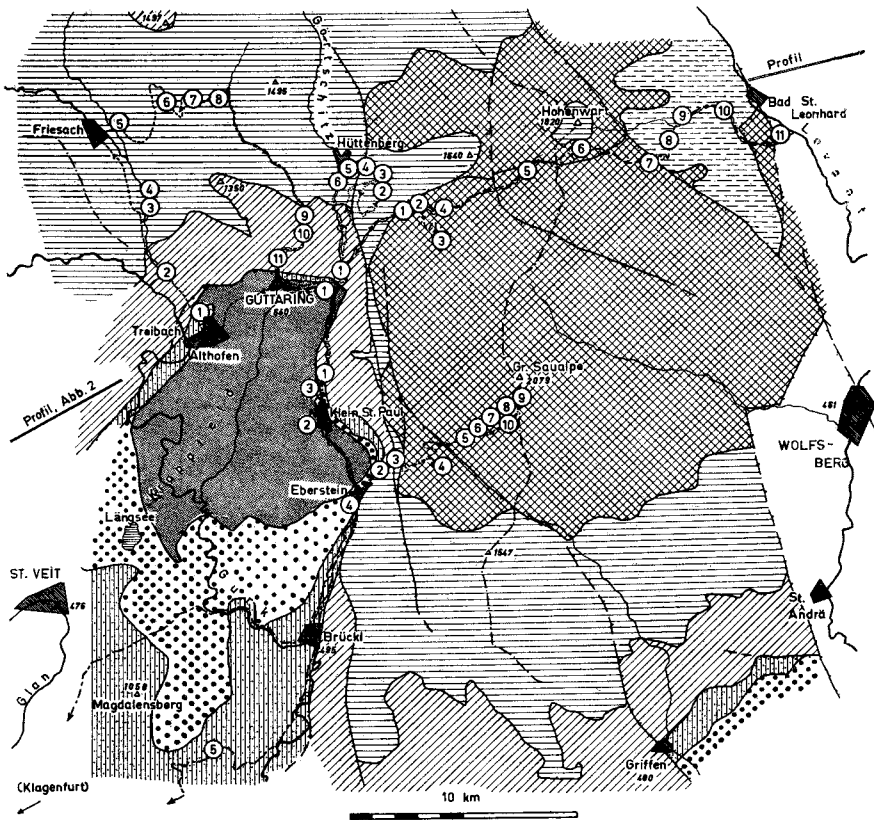


Abb. 1: Vereinfachte und abgedeckte geologische Kartenskizze der Saualpe und des Krappfeldes mit den wichtigsten Störungslinien, den Exkursionsrouten und Aufschlußpunkten

Zeichenerklärung: kurzgestrichelt = 1. Exkursionstag — punktiert = 2. Ex. Tag — strichpunktiert = 3. Ex. Tag — langgestrichelt = 4. Ex. Tag — langkurzgestrichelt = 5. Ex. Tag.

Geolog. Zeichen: grau = Alttertiär und Oberkreide — gepunktet = Perm und Trias — senkrecht schraffiert mit Punkten = Altpaläozoikum (Anchizone) — schräg schraffiert = epizonales Kristallin — waagrecht schraffiert = mesozonales Kristallin — kreuz schraffiert = hochkatakaziales Kristallin — unterbrochen waagrecht schraffiert = mesozonales Klieningskristallin. — Linien mit Strichen nach einer Seite = Störungen, die Striche weisen nach der abge-senkten Scholle

mentprofil und tektonischen Wiederholungen ist gedanklich nicht auszuschließen. Die kombinierte Deutung ist vorläufig sogar die wahrscheinlichste. Es ist nur noch nicht gelöst, wo Sedimentation und wo Tektonik Wiederholungen bewirken.

Unbeschadet dieser Problematik sind aber die Erkenntnisse über den metamorphen Übergang in diesem Kristallinprofil durch die Analyse der

Kristallisationsvorgänge im Zusammenhang der tektonischen Verformung, die überall ganz einheitlich ist (6; 21; 36; 37; 39), gesichert.

Fürs erste sind die Richtungen der tektonischen Hauptbeanspruchung im ganzen Schichtstoß einheitlich als eine Haupt-B-Achse mit zugehöriger senkrechter B'-Achse und wenigen dazu schiefwinkelligen Achsen zu erkennen (6, S. 36). Der Deformationsstil wie die Vergenzen der Bewegung, sind allerdings in den verschiedenen Teufen des Profils verschiedenen. Beim Deformationsstil, der ja entschieden druckabhängig ist, erscheint das selbstverständlich. Bei den Vergenzen ergibt sich dadurch eine kompliziertere Einengungsbeanspruchung und dies ist wohl auch der Grund, warum die mechanische Abwicklung dieser Tektonik noch nicht geklärt ist.

Auch das altersmäßige Auseinanderhalten der wahrscheinlichen Überschiebungen innerhalb des Kristallins ist noch nicht gelungen. Die Hauptverfaltung und Hauptkristallisation kann zwar nur variszisch (sudetische Phase) sein, da das Unterkarbon in die Tektonik noch einbezogen ist (13), während das Oberkarbon und Perm diskordant über dem Faltenbau mit den schon tektonisch durch die Lineation gezeichneten metamorphen Aufarbeitungsprodukten des Kristallin transgrediert (9; 28; 32; 36). Damit muß auch die wesentliche Deckenstapelung, insoferne das Kristallinprofil auf tektonischen Wiederholungen beruht, sowie das Metamorphose-Profil mit Diaphthoresen-Erscheinungen der variszischen Ära angehören.

Flache, etwa s-parallele alpidische Überschiebungsbahnen mit Diaphthoresen innerhalb dieses Kristallinstapels konnten bisher zwar nicht nachgewiesen, aber auch nicht ausgeschlossen werden und sie sind in gewissen Teilen, wie an der Basis des Saualpenkomplexes über dem Kliening- und innerhalb des Kliening-Ammeringkomplexes (Wolfsberger Serie) sogar sehr wahrscheinlich.

Der Unterschied in der Art und Genese dieser beiden Kristallinkomplexe ist beträchtlich und es müßte sich daher um eine regional bedeutende Deckenbahn handeln. Sichergestellt wurde aber, daß sich innerhalb des ganzen von uns neu bearbeiteten Kristallin keinerlei mesozoische Deckenscheider befinden, obwohl ein in solcher Position steckendes Mesozoikum auf der Flattnitz und bei Murau kaum 30 km entfernt ist.

Der genetische Zusammenhang des ganzen Mittelkärntner Kristallins, wovon, wie schon erwähnt, nur das tiefere Kliening-Kristallin deutlich zu trennen ist, ergibt sich aus den metamorphen, deformativen Übergängen und der mineralgenetischen Analyse, die alle auf eine gemeinsame einheitliche Kristallisationsgeschichte schließen lassen (10; 21; 39).

Je nach Höhenlage im Profil erhält man bei den Tonabkömmlingen die folgende Kristallisationsabfolge einiger wichtiger Minerale:

Teufe in km	Prätektonische Kristallisation	Syntektonische Kristallisation	Posttektonische Kristallisation
4—5	(Chloritoid) Staurolith I	Chloritoid Almandin	
5—7	(Chloritoid?) Staurolith I	Disthen Almandin	Staurolith II Chloritoid
7—9	(Staurolith I) Andalusit I Biotit	Disthen Almandin	(Andalusit II) Staurolith II

Dabei ist an dieser Kristallisationsabfolge zu erkennen, daß das Kristallin eine erstmalige Metamorphoseprägung von Sedimentgesteinen her erhalten hat. Das Opakpigment des s_1 im Staurolith I, (seltener und nicht ganz so fein im Disthen und Granat) ist nämlich nicht nur schichtig angeordnet, sondern auch so staubartig fein, wie es in kristallinen Schiefern nie vorkommt. Es muß daher als Palimpsest nach vorhergegangenen kaum metamorphen Stadien angesehen werden. Da in den Granaten der Andalusit-Disthen-Gneise (Disthenflasergneise) vereinzelt Einschlußrelikte von Staurolith I mit dem feinen s_1 vorkommen, erweisen sich auch diese so tiefen Gesteine als direkte Sedimentabkömmlinge (39, S. 15).

Das etwas merkwürdige Auftreten von Andalusit in regional metamorphen Gesteinen bei gleichzeitig pegmatitischer Anatexis unter 7 km ist aber bei Annahme einer kleinen geothermischen Tiefenstufe, die relativ geringe Drucke bei relativ höheren Temperaturen bedeutet, erklärbar. Auf der gleichen Linie liegt die zeitlich frühere Kristallisation von Staurolith I vor Almandin und Disthen.

Für die Richtigkeit spricht weiter die relativ geringe Gesamtmächtigkeit des Kristallinprofiles, wozu nur noch mindestens 2 km schon im Variszikum abgetragener Sedimente kommen müßten. Die Andalusitgneis—Eklogitzone mit Orthoklassproßung (Katazone) begann dann in einer Tiefe von 9—10 km, die Mesozone (Staurolith) um 6—7 km und die Epizone um 4—5 km (10).

Das tiefere mesozonale Klieningskristallin (Wolfsberger Serie) zeigt zwar teils ganz andere Gesteine, wie Granatparagneise, hat aber eine ähnliche Kristallisationsabfolge wie die Mesozone im Saualpenkristallin. Auch hier scheint es sich nach dem s_1 -Pigmentverhalten um eine erstmalige Metamorphose zu handeln.

1) Im Rahmen der Saualpe anchimetamorphes Paläozoikum.

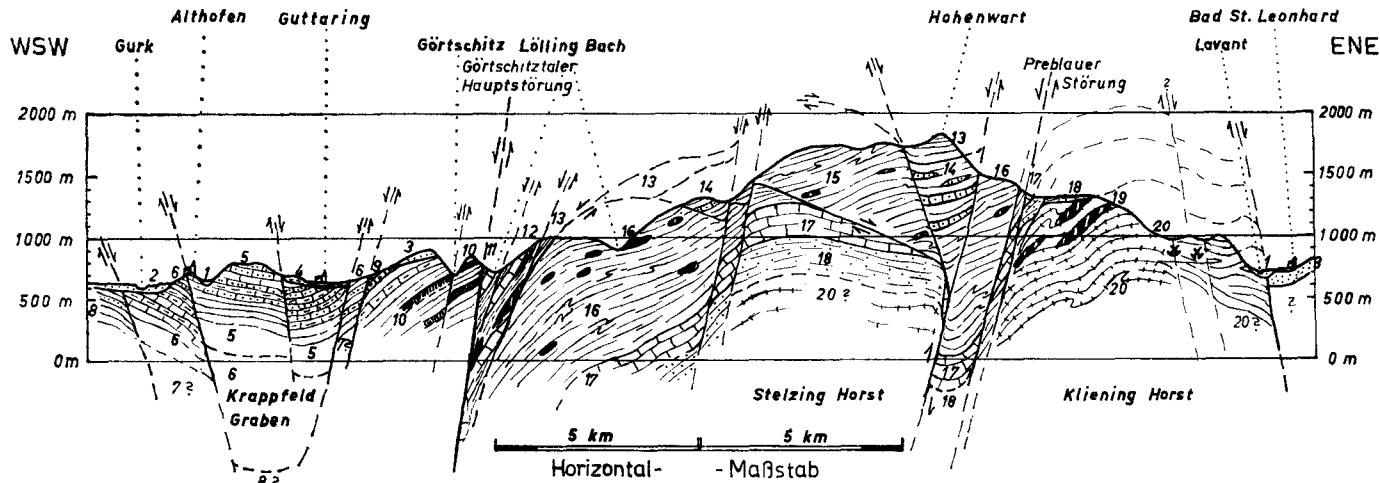


Abb. 2: Geologisches Profil durch die nördliche Saualpe (dreifach überhöht).

Zeichenerklärung: 1 = alluviale Schotter — 2 = diluviale Schotter — 3 = jungtertiäre Schotter — 4 = alttertiärer roter Basislehm (Paläo-Eozän) — 5 = sandige Mergel der Oberkreide (Senon) — 6 = tonig-kalkiges Paläozoikum (Unterkarbon?—Devon—Silur?) — 7 = vulkanogenes Paläozoikum (Magdalensbergserie) — 8 = Phyllite der oberen Epizone (Bischofbergserie) — 9 = Kalkphyllite der mittleren Epizone (obere Kalkphyllitserie) — 10 = Phyllite bis Quarzphyllite mit Grünschiefer der unteren Epizone (untere Kalkphyllitserie) — 11 = Granatglimmerschiefer und Marmore der Zossener Marmorserie — 12 = Staurolithgranatglimmerschiefer, Serpentine, Amphibolite und Marmore der Plankogelserie — 13 = pegmatitisch injizierte Glimmerschiefer der untersten Mesozone — 14 = Disthenflasergneis mit Kalksilikateinlagerungen (Zone D I) der obersten Eklogitserie — 15 = Schiefergneise der mittleren Eklogitserie mit Eklogitamphiboliten (Zonen Sg I, D II, Sg II) — 16 = Disthenflasergneis und Schiefergneis der unteren Eklogitserie mit Eklogitamphiboliten (Zonen D III und Sg III) — 17 = Marmor der Stelzinger Marmorserie — 18 = Schiefergneise und Quarzite der Stelzinger Marmorserie — 19 = Amphibolite der unteren Amphibolitserie des Klieningkristallins — 20 = Paragneise der unteren Amphibolitserie und der Wolfsberger Serie des Klieningkristallins.

Über dem bisher behandelten Grundgebirge liegt diskordant-transgressiv vereinzelt schon Oberkarbon, Westfal D (31) auf. Normal transgredieren aber rote tonige Breccien aus Untergrundmaterial¹⁾, die in eine tonig-sandig-konglomeratische Wechselfolge überleiten, die höher oben auch Tonflaserkalk- und Hornsteinlagen führt. Diese Serie wäre ins Unterperm oder Rotliegend einzureihen (vgl. 36). Darüber liegt eine rote Sandsteinfoolge mit Konglomeratlagen von ortsfremden Geröllen, wie Quarzporphyre (Bozener Typ) und Glimmerschiefer. Sie dürfte das Oberperm (Grödener Sandstein) und das Unterskyt (Seiser Schichten) vertreten. Das Oberskyt (Campiler Schichten) tritt als wenig mächtige graue Sandsteinfoolge mit Muschelabdruckresten auf und wird Werfener Sandstein bis Schiefer genannt. Nun folgt darüber eine kalkige Trias mit Anklängen an die Aflenzler Fazies der Nordalpen mit Tuffen im Ladin. Sie endet gegen oben mit massigen Hauptdolomiten.

Diskordant transgrediert über der Trias, dem Perm und dem paläozoischen Grundgebirge die Oberkreide des Krappfeldes, wobei die Transgression selbst nirgends aufgeschlossen ist. Diese flyschartige Mergel—Kalk—Breccien-Folge reicht vom obersten Coniac bis ins untere Maastricht (15). Die Komponenten der Breccien bestehen aus Kreide, Mesozoikum und anchimetamorphem Altpaläozoikum.

Zur Oberkreidezeit beginnen sich die Leitlinien der in der alpidischen Ära den Saualpenraum beherrschenden Bruchfaltentektonik in den Beckenumgrenzungen bereits abzuzeichnen. Die späteren Hauptbruchlinien scheinen als Flexurzonen auf. Über der Oberkreide folgt mit einer kleinen Ablagerungslücke, aus der Roterdebildungen erhalten blieben, ein wahrscheinliches Paläozän. Es transgrediert diskordant nach der laramischen Phase über der Kreide, dem anchimetamorphen Paläozoikum und auch der Epizone und besteht aus roten tonigen Schichten mit Gerölllagen, die nun auch Kristallingerölle der Epizone enthalten. Diese Basisbildung geht in eozäne tonig-sandige Schichten mit Kohlenflözen über (Ypresien), und diese wieder in mergelige bis rein kalkige nummulitenführende Gesteine des Ypres und Lutet (15; 27). Damit enden die altpaläozoischen Bildungen.

Das Jungtertiär ist durch eine blockschotterige bis sandige, teils delta-geschichtete fluviatile Ablagerung — Waitschacher und Dobranberg-Schotter — vertreten. Hier findet man bereits sämtliche kristallinen Gesteine der Saualpe bis zur Katazone und auch die alpidischen Vererzungen in Geröllen vor. Diese Schotter sind nur noch auf einigen Höhenrücken erhalten und beweisen, daß das meridional verlaufende Görtlschitztal damals noch nicht existierte und die Entwässerung der Saualpe in westlicher Richtung erfolgte. Ein genaueres Alter kann noch nicht an-

¹⁾ Im Rahmen der Saualpe anchimetamorphes Paläozoikum.

gegeben werden, die Einstufungsmöglichkeiten reichen vom Burdigal bis ins Pannon.

Die basalen Blockschotter lagern einem teils ganz unruhigen Relief mit Schluchten und dergleichen auf und enthalten bis einige Kubikmeter große Blöcke. Damit geben sie einen unverkennbaren Hinweis auf die damals etwa am Höhepunkt angelangte Bruchtektonik an der Görtschitztaler Störungszone, die sich dabei analog der Lavanttaler Störungszone zu einem erstrangigen Störungssystem mit 5—6 km saigerem Verstellungsbetrag entwickelte.

Die pliozäne Schichtlücke muß eine Zeit wechselnd rascher Heraushebung des gesamten Gebietes gewesen sein, bei der nur die Krappfeldebene etwas zurückgeblieben ist. Es entstanden das heutige Talnetz und die tieferen, tektonisch kaum mehr verstellten Verebnungsfluren.

Im Pleistozän kam es im gegenständlichen Raum zu keinen größeren Vereisungen. Die Alpengletscher reichten am Saualpensüdrand, im Krappfeld, bei Friesach und im Hörfeld gerade noch ins untersuchte Gebiet hinein, ohne sehr wesentliche Spuren zu hinterlassen. Der größte Saualpenlokalgletscher floß im Arlinggraben bis 1200 m hinunter, während die Schneegrenze ihren tiefsten Stand bei 1800 m gehabt haben mußte. Dadurch blieb die mächtige tertiäre Verwitterungsdecke meist erhalten. Als Zeugen des Diluvium scheinen vornehmlich Schotterterrassen in den tieferen Tälern und zahlreiche mächtige Bergrutsche auf.

II. Aufschlüsse:

1. Tag: 1. Althofen — Aich: Steinbruch in devonischen anchi-metamorphen Kalkgesteinen.

Der Steinbruch liegt in einer Scholle kalkiger Facies des Devons. Beschreibungen mit Bruchskizzen sind zu finden bei (12; 33). Am Wege zum Bruch und an der südlichen Seite des Steinbruches stehen graue bis dunkelgraue grob-bankige Kalke an. Sie lieferten Conodonten des Unterdevon (Emsstufe) nach Bestimmung von Walliser (6, S. 28). Der südliche Teil, der gegen Westen schauenden Bruchwand besteht aus einem grauen Kieselgestein bis Kieselschiefer, das durch eine etwa parallel zur Steinbruchwand streichende Störung gegen die Kalke getrennt ist. Von Haberfellner wurde es in Analogie ins Silur gestellt. Diese Einstufung ist aber unsicher, Devon oder Unterkarbon wäre eher möglich. Der Nordteil des Steinbruches, wieder durch eine Störung vom übrigen Teil abgesetzt, besteht aus Tonflaserkalken mit rötlichen Einlagen im oberen Teil. Daraus wurden gleichfalls Conodonten gewonnen und damit die hangenden Lagen als Oberdevon I^b bis II α eingestuft (6, S. 28).

Töschldorf — Aufschlüsse am Weg: Graue Phyllite der oberen Epizone.

Der Weg nach Norden führt über oberdevonische Tonflaserkalk (II β) mit einer Tuffitlage zu kleinen Aufschlüssen mit grauen tonschieferigen Phylliten, die durch eine Ostwest-Störung von den kalkigen Gesteinen des Devons getrennt sind. Diese grauen Phyllite sind Abkömmlinge von sandigen Tonen und haben noch tonschieferige Gefügemerkmale. Aehnliche Gesteine gibt es in großen Massen südlich der Saualpe, in den Gurktaler Alpen und in den

Karnischen Alpen. Sie sind in die obere Epizone einzustufen und charakteristisch ist die intensive Verfaltung in cm-Bereichen mit Transversalschieferung.

2. Eberdorf: Aufschlüsse an der Straße: Graue Phyllite der mittleren Epizone.

Das sind Abkömmlinge von sandigen Tonen ohne tonschieferige Merkmale mit chorismitischen Quarzlagen bis-linsen aus dem mobilisierten Quarzsandanteil. Die Verfaltung ist bei diesen richtigen Phylliten sekundär weniger stark und nur mehr mikroskopisch, reliktsch als Internfaltung zwischen den s-Flächen zu erkennen. Daraus ist aber ersichtlich, daß die meisten Phyllite ein Stadium wie im vorhergehenden Aufschluß durchgemacht haben.

3. Griebertshof: Steinbruch in gefalteten Bändermarmoren der oberen Mesozone (Waitschacher Marmorserie) mit einer metamorphen Pyrit-Zinkblende-Vererzung und Aufschlüsse von phyllitischen Glimmerschiefern. (Siehe auch 33).

Eingelagert in phyllitische Glimmerschiefer, die auf Grund ihrer Phyllitähnlichkeit so genannt werden, jedoch wegen der meist über 0,1 mm großen Glimmerblättchen und der in dieser Serie zuerst auftretenden Staurolithe schon als Glimmerschiefer anzusehen sind, liegen die in m-Bereichen stark verfalteten Marmore. Die Bewegungsvergenz ist dabei mehr gegen Süd gerichtet. Es gibt im Steinbruch neben Kalk- auch Dolomit- und Glimmermarmore neben reinen Glimmerschieferlagen und Lagen von zersetzten bis vertalktem Glimmer.

Alle die Einlagerungen, wie auch die s-parallele mitgefaltete Vererzung sind schon vor der Metamorphose vorhanden gewesen und scheinen auf sedimentäre Anlagen zurückzugehen. Nur die vertalkten Glimmerlagen dürften einer nachmetamorphen hydrothermalen Phase zuzuordnen sein. Die Körnigkeit der Marmore schwankt von fein bis mittel und entspricht der in der übrigen Waitschacher Marmorserie.

4. Griebertshof: Serpentinsteinbruch mit Talkklüften, umgewandelten Staurolith-Granat-Glimmerschiefern der oberen Mesozone aus der Kräupinger Amphibolitserie. (25; 33; 34; 43).

Der Steinbruch liegt in einem stark durch Moränen des Murseitengletschers überdeckten Hang. Es ist nur der obere Teil eines flachlagernden Antigorit-Serpentinkörpers mit seinem Staurolith-Glimmerschieferdach aufgeschlossen. Die Staurolithe sind stark serizitisiert, was an Serpentinrändern eine häufige Erscheinung ist (2, S. 294), und auch deformiert.

Oestlich etwas höher am Hang schneidet eine steile nordsüd-streichende stark vertalkte Störung den Serpentinkörper ab. Abzweigende Talkklüfte sind im Steinbruch aufgeschlossen. An dieser Störung, in der auch ein kleiner Talkbergbau umgeht, sind nur metasomatisch gänzlich verkalkte Serpentine und auch vertalkte Glimmerschiefer ähnlich wie im Rabenwald (7) vorhanden. Außerdem gibt es im Serpentin größere von Klüften aus dolomitisierte Partien und viele andere Kluffabsätze (25; 43). Diese letzteren Erscheinungen sind auf an der Nordsüd-Störung zirkulierende Hydrothermallösungen zurückzuführen.

Ursprünglich lag hier ein magmatischer Ultrabasis (Peridotit) vor, der bei der Metamorphose antigoritisiert wurde. Der Primärkontakt scheint dabei verloren gegangen zu sein, da solche Serpentinkörper sich gerne als Ganzes in der Art der „Zwetschkern-Tektonik“ gegenüber der Umgebung bewegen.

5. Friesach — Olsa: Steinbruch in gefalteten Marmoren der St. Martiner Marmorserie aus der mittleren Mesozone mit einer metasomatischen Sideritvererzung, Granatquarziten und einer Karsthöhle.

Der Steinbruch wurde an einem eiszeitlichen Rundhöcker angelegt. (Näheres siehe auch 29, 40). Die Bruchwand bilden gefaltene Bänder- bis Glimmermarmore, die entsprechend ihrer tieferen Lage im Kristallprofil etwas grob-

körniger als im Waitschacher Marmor sind. Dies gilt aber nur für den Gesamtdurchschnitt; denn die Ueberschneidung der Korngrößenmaxima bei den einzelnen Marmortypen bleibt beträchtlich. In diesen Marmor sind im s m-Bänke von mehr oder minder interngefalteten Granatquarziten eingelagert. Auf der linken Bruchseite ist eine an NNE einfallende Klüfte gebundene metasomatische Sideritvererzung zu erkennen. In ihr gab es auch Nester von Korynit [Ni (As, Sb) S] u. a. (24). Die Oxydation ist hier wenig tiefgreifend. In den etwa 30.000 Jahren seit dem letzten Eisrückzug konnte sie nicht weit in diesem kompakten Erz vordringen. Dies ist ein auffallender Gegensatz zu den Sideritlagerstätten unter den tertiären Verebnungsflächen. Z. B. in Waitschach und Hüttenberg reichte die Oxydationszone durchschnittlich 100 bis max. 300 m unter die Erdoberfläche hinab. Es standen dabei viel längere Zeiträume und wohl auch für die chemische Verwitterung günstiges Klima zur Verfügung.

6. Z e l t s c h a c h — P a b e n b e r g : Aufschlüsse an der Straße: Feingefaltete Bänderamphibolite und Staurolith-Granat-Glimmerschiefer der Zossener Marmorserie der mittleren Mesozone.

Die anstehenden Gesteine liegen im Hangenden der Friesacher Marmor.

Die Feinblättrigkeit der Amphibolite dürfte wohl auf ein primäres Merkmal, nämlich auf sehr feinschichtige basische Tuffe, wie sie in der Anchi- und Epizone häufig vorkommen, zurückzuführen sein. Solche feinschichtige Gesteine neigen zu derartig intensiven Verfaltungen. Mineralfaciell gehören diese Gesteine ganz in die Amphibolitfacies. Sie führen um 60% gemeine grüne Hornblende, die recht feinstengelig posttektonisch kristallisiert ist, und um 40% undeformierten meist klaren normalzonaren Oligoklas mit Oligoalbitrand. Als Schlußkristallisation ist auch etwas Chlorit vorhanden.

Die hangenden Staurolith-Granatglimmerschiefer (ursprüngliche Tone) enthalten teils völlig, am Rande meist serizitisierte dunkle Staurolithe mit feinem Pigment. Die Serizitisierung ist eine Art Diaphthorese oder besser eine Retro-metamorphose, die nur stellenweise auftritt und auch mit einer tektonischen Auswälzung der Staurolithe verbunden sein kann. Es handelt sich dabei wohl um Instabilwerden durch bestimmte ins Gestein eingepreßte Lösungen oder in druckerhöhten Zonen. Jedenfalls gehört sie noch in die variszischen metamorphen Zyklen, da sie in verschiedenen Graden nahezu in allen solchen Gesteinen zu finden ist und nicht an bestimmte durchgehende Zonen, wie es aber bei einer späteren diaphthoritischen Dislokation zu erwarten wäre. Auch überdauert die Serizitisierung immer die Durchbewegung. Die übrigen Minerale, wie z. B. Granat und Biotit zeigen keinerlei Umwandlungserscheinungen.

7. K r ä u p i n g — W e s t : Aufschlüsse an der Straße: Granatglimmerschiefer mit kleinen Granaten und mehrminder chloritisierten Biotiten, angewitterte schiefrige Amphibolite der Kräupinger Amphibolitserie der oberen Mesozone.

Hier befindet man sich wieder in einem höheren Profilteil. Im Liegenden einer mächtigeren flachlagernden Amphibolitplatte sind Granatglimmerschiefer mit kleineren Glimmern und Granaten in für die obere Mesozone bezeichnender Art. Ehemals waren es, wie aus vorhandenen Biotitrelikten abgeleitet werden kann, normale Zwei-Glimmerschiefer. Der Granat ist normal völlig frisch und nur vereinzelt an Spalten leicht chloritisiert. Diese Erscheinungen wurden von uns wieder Retrometamorphose genannt, weil der Deformationsstil gegenüber ebensolchen Gesteinen mit noch erhaltenen Biotiten gleich ist. Daher müßten diese absteigenden metamorphen Bildungen in einen Großzyklus mit den aufsteigend metamorphen gestellt werden und sind im Sinne des verbundenen Gleichgewichtswechsels nach ANGEL (1, S. 189) als Abschlußphase eines Metamorphosezyklus, in unserem Falle des variszischen, anzusehen. Aehnliches wurde vorher bei den Staurolithgesteinen beschrieben, nur scheint jene Umsetzung schon früher in der Deformationsphase begonnen zu haben.

Im Hangenden findet man hier die leider ziemlich angewitterten Kräupinger Amphibolite. Sie bestehen aus einer Anzahl von Typen und sind zumeist engplattig, was wohl auf eine primäre Anlage (schichtige Tuffe?) zurückgeht. Teilweise enthalten sie karbonatische Lagen oder Einsprenglingshornblenden nach Augit? Es sind meist Oligoalbitamphibolite mit gemeiner grüner Hornblende und etwas Epidot. Ihrem Mineralbestand nach gehören sie an die Grenze zwischen Epidotamphibolit-Facies und Plagioklasamphibolit-Facies. Wenn man also die Grungesteine zur Kennzeichnung des Metamorphosegrades heranziehen wollte, müßte man die Grenze Epi-Mesozone hierher legen. Aber bei Analyse der Glimmerschiefer nach Glimmergröße und Staurolithauftreten kommt man zu der in der Einleitung aufgeführten Stresszonenstufen-Gliederung.

In dieser Höhe beginnen die tertiären Verebnungsflächen und damit wird das Landschaftsrelief ruhiger und die Verwitterungskurve nimmt gewaltig zu, was sich in einer auffallenden Aufschlußarmut kundtut.

8. Kräuping — Ost: Aufschluß an der Straße; Amphibolit mit uralitartigen Hornblenden der Kräupinger Amphibolitserie; Blick auf alte Talböden und Verebnungsflächen und auf die Saualpe.

Die geschieferte Grundmasse besteht aus feinnadeligen grünen Hornblenden und kleinen Oligoalbiten und umfließt die kurzprismatischen, großen sonst gleichartigen Einsprenglingshornblenden. Es sind dies gleichfalls Oligoalbitamphibolite, deren große Einsprenglinge mit größter Wahrscheinlichkeit von Augiteinsprenglingen aus Augitlaven oder Augitkristalltuffen stammen. Diese Gesteine sind nämlich aus der Magdalensbergserie in etlichen Vorkommen bekannt.

Hier ist die Erhaltung der ruhigen pliozänen Landoberfläche besonders eindrucksvoll, da in ihr ein ganz flaches kleines etwas meandrierendes Tal eingeschnitten ist. In Richtung Südost sieht man den Rücken von Waitschach, der eine Schotterbedeckung trägt, und dahinter die um fast 1000 m höhere Hochfläche der Saualpe.

9. Urtelgraben, Geier — Nord: Aufschlüsse an der Straße; graue Quarzphyllite der unteren Epizone.

Der Weg führt weiter gegen das Hangende aus der Kräupinger Amphibolitserie in die Waitschacher Marmorserie und zurück in die Epizone, die durch dunklere Quarzphyllite mit wenigen Serizitquarzitlagen im untersten Teil gekennzeichnet ist und die hier im Talboden anstehen. Die Quarzphyllite enthalten 50 bis 80% Quarz, 40 bis 15% Serizit, weiter immer mehr feinen Biotit und Titanminerale wie Titanit oder Ilmenitporphyroblasten, die oft in Leukoxenaggregate umgewandelt sind (vgl. 4). Manchmal sind nur mikroskopisch erkennbare kleine Granate vorhanden.

10. Urtelgraben, Geier — Süd: Kleiner Steinbruch in Grünschiefern nach Brockentuffen mit basischeren und saureren Komponenten; aus der mittleren Epizone der (Murauer) Kalkphyllitserie.

Die Komponenten sind meist sehr stark ausgewalzt und würden, wenn nicht in den anchimetamorphen Anteilen des Kristallins und in der oberen Epizone Uebergangsglieder mit weniger ausgeplatteten Brockentuffen vorhanden wären, gar nicht als solche erkannt worden sein. Vereinzelt fanden wir allerdings auch noch ganz runde Gerölle, die sich, wohl durch etwas größere Festigkeit, und weil sie sich durch die Rotation der Scherbewegung entziehen konnten, erhielten. Die Grundmasse besteht aus Chlorit, Epidot, Albit und weniger frischgesproßten Aktinolithhornblenden; die hellen Komponenten im wesentlichen aus Albit, und einzelne grüne Linsen fast nur aus Epidot.

11. Urtel: Alter Hochofen vom Jahre 1580; die Mauern meist aus Grünschiefern der näheren Umgebung und permoskytischen Sandsteinen von Mittelkärnten gemacht.

2. Tag: 1. Mösel — Voitsch: Felswand über der Eisenbahn aus grauen Phylliten mit Kalkphylliteinlagerungen der Murauer Kalkphyllitserie der mittleren Epizone.

Die Felswand beinhaltet eine Wechsellagerung von gewöhnlichen grauen Phylliten bis Quarz- und Karbonatphylliten. Auch Einlagerungen von Chloritphylliten, die als tuffbeeinflusste Tone zu deuten sind, kommen vor. Der Karbonatgehalt ist normal bei angewitterten Stücken durch Auslösung oder rostige Anwitterung von eisenhaltigen Karbonaten (Braunspäte) zu erkennen.

2. Knappenberg — Grubenhäus: Fußmarsch rund um den Plankogel in der unteren und mittleren Mesozone mit der Plankogel-Serpentin- und der Hüttenberger Marmorserie mit Granatglimmerschiefer, Staurolith-Granatglimmerschiefer, Amphiboliten, Serpentin und Hofgesteinen, Marmoren, Kalksilikatschiefer und Manganquarziten.

Für diesen Weg besteht bereits ein ausgezeichnete Exkursionsführer (2), der den Exkursionsteilnehmern zur Verfügung gestellt wird.

3. Besichtigung der Mineralsammlung des Erzbergbaues Hüttenberg:

Diese für einen Bergbau selten große vollständige genetisch geordnete Mineralsammlung gibt einen Überblick über die metamorphen Kristallisationen der näheren Umgebung des Hüttenberger Erzberges und der Erzmuttergesteine, sowie eine sehr vollständige Übersicht über makroskopisch erkennbare Vererzungs- und Verwitterungsbildungen aus der Eisenlagerstätte aus Aufsammlungen seit dem 19. Jahrhundert (5; 44).

4. Fußmarsch durch die Bergarbeitersiedlung Knappenberg zur Görtschitztaler Hauptstörung mit Myloniten und steilgestellten (geschleppten) Kristallinen Schiefen:

An der Straßenböschung bei der Einweigung der Straße von Hüttenberg in die Landesstraße sind dunkle Mylonite der Görtschitztaler Hauptstörung, die hier einen Saigerversetzungsbetrag von etwa 2000 m aufweist und deren steiles Einfallen sowie durchschnittliche Harnischrillung auf eine steile Abschiebung des Westteiles gegen Süden hinweist, aufgeschlossen. Der Erzmarmor der Hüttenberger Lagerstätte verschwindet damit endgültig in die Tiefe. Morphologisch wirkt sich diese stärkste Störung der Gegend allerdings nur undeutlich aus (6; 42).

In der Regenwasserrinne am Rand der Straße nach Hüttenberg kommen die Schichtköpfe der steilgestellten Schiefer, Amphibolite und Quarzite der Kräupinger Amphibolitserie heraus. Die Steilstellung ist als Aufschleppung an der Störung erklärbar. Das Streichen entspricht nahezu dem Störungsstreichen und die Linearen fallen ähnlich wie die maximalen Harnischrillungsrichtungen ein. Auch sind diese Gesteine immer wieder von schmälere s-parallelen Myloniten durchzogen.

Entlang dieser Störung kommen immer wieder derartige linsige Schollen von härteren Gesteinen wie Quarzite, Amphibolite und Serpentine vor, weil an Störungen besonders die weichen Gesteine der Mylonitisierung zum Opfer fallen, während härtere Gesteine erhalten bleiben.

5. Globitschhof: Aufschlüsse an der Straße; Marmore, feinschieferige Kalksilikatschiefer und Glimmerschiefer, teils mit Staurolith der unteren Waitschacher Marmorserie der oberen Mesozone; oberhalb Hüttenberg befindet sich ein großer Berggrutsch.

Die Straße führt an im Zusammenhang mit der Görtschitztaler Hauptstörung verstreuten Schichten vorbei, die aus einer sehr wechselhaften feinschich-

tigen Uebergangszone von Marmoren zu Staurolithgranatglimmerschiefern bestehen. Primär war hier ein Wechsel von kalkiger Sedimentation zu rein toniger mit mergeligen und teils auch kieseligen Uebergängen gewesen. Teilweise kam es anscheinend zu feintrhythmischen Wechsellagerungen in cm-Bereichen von verschiedenen Mergeltypen, die heute als kalksilikatische Metamorphite vorliegen und wobei die Feinschichtung als Relikt erhalten zu sein scheint. Der häufigste Typ sind Zoisitquarzschiefer und Tremolitschiefer. Hangend folgen die Staurolithgranatglimmerschiefer. Sie enthalten häufig und teilweise unter stärkerer Deformation serizitisierte Staurolithe. Ansonsten gilt für sie das am 1. Tag unter 6. erwähnte.

Die Straße weiter hinuntergehend, gelangt man zum Talhang über der Ortschaft Hüttenberg, der eine einzige große Berggleitungsmasse darstellt, aus der die Straße erst ganz unten am Mosinzbach herausführt. Der Oberrand der Rutschung mit dem Steilabbruch liegt noch etwa 100 m über der Straße. Die Geländeformung mit vielen Buckeln und Mulden und mit kleineren Sekundär-rutschen ist sehr charakteristisch für einen Bergrutsch; auch daß viele große Partien darin noch einen recht guten Felszusammenhang aufweisen.

Im Görtschitztal oberhalb von Hüttenberg im Steirergraben häufen sich solche Hangrutsche derart, daß mehr als 50% der Talhänge aus abgeglittenen Massen bestehen und auch einige, jetzt wieder ausgefüllte natürliche Stauseen wie z. B. das Hörfeld aufgestaut worden waren.

6. Hüttenberg—Doktorhaus: Weg mit Rollstücken von Staurolith-Granatglimmerschiefern (mit kleinen Staurolithen) der Waitschacher Marmorserie der obersten Mesozone.

Im Hangschutt ist ein Sortiment von oberhalb anstehenden Staurolith- bis Staurolithgranatglimmerschiefern zu finden. Dies ist das im Kristallinprofil höchste Staurolithvorkommen und die Staurolithe sind im Durchschnitt genommen die kleinsten und weisen wenig Serizitisierungen auf. Das dunkelfärbende si-Pigment ist hier nicht ganz so fein, wie bei den tieferen Staurolithgesteinen und gleicht sich dem Granatpigment an. Das spricht für ein etwas späteres und wohl auch syntektonisches Wachstum dieser Staurolithe, während die im Profil tieferen ein prätektonisches und prägranatisches Wachstum aufweisen. Tektonisch verdreht und bewegt sind alle. Der Glimmerschiefer ist hier so fein-kristallin, daß man eigentlich von einem „phyllitischen Staurolithglimmerschiefer“ reden müßte.

Im gleichen Horizont gibt es höher am Berg Chloritoidglimmerschiefer, deren Chloritoide aber posttektonisch gewachsen sind und die daher als Umwandlungsprodukte von Staurolithen aufgefaßt werden können.

3. Tag: 1. Wietersdorf: Alter Steinbruch an der Straße; prasinische Grünschiefer (Norizite) mit uralitartigen Hornblenden aus der quarzitischen Phyllitserie der unteren Epizone.

Das Gestein gleicht makro- wie mikroskopisch den aus dem Raume Neumarkt von IPPEN (1896) erstmalig beschriebenen Noriziten mit blaßblaugrünen aktinolithischen Hornblenden. Dem Mineralbestand nach ist es ein leicht geschieferter Prasinit mit einer Grundmasse aus Albit, Epidot, Aktinolith und Chlorit und mit Einsprenglingen aus kurzprismatischen aktinolithischen Hornblenden. Die letzteren dürften etwas weiter gewachsene Pseudomorphosen nach Augiten sein (siehe 37, S. 29). In anderen Bereichen kommen Biotitisierungen dieser Hornblenden vor, wobei dann die Biotitpseudomorphosen tektonisch meist noch etwas aufgelinst wurden. Bei diesem noch mehr massigen Gestein dürfte es sich ursprünglich um einen Augitbasalt einer subvulkanischen Intrusion gehandelt haben.

2. Gillitzstein—Höfferer: Fußweg; an und neben der Straße Aufschlüsse von Oberdevonkalken, Tonschiefern, Grauwackensandsteinen und Kieselgesteinen des Oberdevon ?; darüber die fast aufgeschlos-

sene Transgressionsfläche des Perm mit Rotliegendeschichten; darin Breccien von lokalem Gesteinsmaterial.

Über einem grau aufgelinsten bis 5 m mächtigen Kalkband mit Conodonten des Oberdevon, tieferes Adorf, I α (Bestimmung: WALLISER, 6; 36) liegen graue, bräunlich anwitternde Tonschiefer mit cm-dicken Lyditlagen und höher oben mit Einschaltungen von grauackartigen Sandsteinen und einem hellen Kieselschiefer. Mit einer unbedeutenden Winkeldiskordanz transgrediert über dieser Abfolge eine rote Schichtfolge mit einer tonigen Basisbreccie und Ton-, Sand- und Konglomeratschichten, die eine schlechte Kornsortierung besitzen und vermutlich altersmäßig als Rotliegend (Unterperm) zu gelten haben. Die Konglomerate und Breccien bestehen im wesentlichen aus Komponenten des unmittelbar umgebenden Untergrundes aus Grauwackensandsteinen, Lyditen, Tonschiefern und Tuffen der Magdalensbergserie (36, S. 49).

3. St. Oswald: Aufschluß an der Straße eines schieferungsparallelen Pegmatites aus der Serie der injizierten Glimmerschiefer der unteren Mesozone.

Eingeschichtet in s befindet sich ein etwa 1,5 mächtiger Pegmatitlagergang ohne wesentliche Durchschieferung. Randlich ist eine phlebitische Aufblätterung und damit Aufnahme von Schiefermaterial in den Pegmatit zu erkennen. Er dürfte daher spätsyntektonisch eingedrungen sein. Unter dem Mikroskop kann man Albit bis Oligoalbit mit etwas Mikroklin als Zwickelfüllung, in Lagen angereicherten Quarz und Muskovit bestimmen.

Die Katazone ist sozusagen von einer Aureole von Pegmatiten umgeben. In der unteren injizierten Glimmerschieferserie herrschen prä- bis syntektonische Injektionen in cm-Bereichen vor, in der oberen injizierten Glimmerschieferserie und in der Hüttenberger Serie bis zu 30 m mächtige Pegmatitlagergänge. Der gegenständliche gehört letzterer Gruppe an. Vereinzelt Pegmatitvorkommen reichen bis in die Waitschacher Marmorserie hinauf (40, S. 161).

Diese Erscheinungen hängen mit der Abstammung unserer Pegmatite aus dem katazonalen Kristallinbereich, in dem sie durch Teilaufschmelzung oder Anatexis in der prätektonischen Phase entstanden, zusammen. Die Wandlungsfähigkeit dürfte an den Wassergehalt geknüpft gewesen sein (11, S. 19).

4. Jagdhaus Wrießnig: Aufschluß an der Forststraße; Amphiboliteklomite mit sprossenden Omphaziten in einem Zoisitamphibolit aus der Disthenflasergneissserie der obersten Katazone.

In dieser Zone D I im Uebergangsbereich Meso-Katazone ist auch ein progressiver metamorpher Übergang zwischen Zoisitamphibolit zu Eklogit erhalten geblieben. Man erkennt deutlich die hellgrünen länglichen Omphazite, die im feinen Zoisitamphibolitgewebe mit karinthinartigen Hornblenden sprossen und dabei auch etwas von der alten Substanz einschließen. Auch viele kleine gerüstartig wachsende Granaten sind zu erkennen.

Es ist dies die erste Stelle, an der im Altkristallin der Ostalpen etwas derartiges gefunden wurde, da die Zone, in der solche „eingefrorenen“ Uebergänge erhalten bleiben, sehr dünn ist. Etwas tiefer befinden sich schon reine, wenn auch relativ feinkörnige Eklogite und etwas höher nur mehr Zoisitamphibolite, die in der oberen injizierten Glimmerschieferserie meist von gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten abgelöst werden (39, S. 18).

5. Kupplerbrunn: Blöcke an und über der Straße; Massen von gebänderten Eklogiten mit mehr-minder Disthen, Zoisit und Karinthin, an Klüften Hornblendisierungen, aus der mittleren Eklogitserie der oberen Katazone.

Diese Blöcke stammen aus einer um 100 mächtigen Eklogitplatte der zweiten Schiefergneisszone (Sg II), die besonders reich an Eklogiten ist und die schönsten enthält. Bei mächtigen Vorkommen sind die Eklogite deutlich ge-

bändert und das Gefüge aus Omphazit, pyropreichem Granat, Quarz und deren Übergangsteilen Karinthin, Zoisit, Muskowit, Disthen und Rutil ist ziemlich gleichzeitig spätsyn- bis frühposttektonisch kristallisiert. Relikte zeigen, daß vorher Zoisitamphibolite vorgelegen haben. An Klüften und an s-Flächen kann man oft retrometamorphe Erscheinungen beobachten. Hier sproßt erst braune Karinthin- und dann grüne Hornblende unter Aufzehrung der Eklogitsubstanz, was teilweise bis zu grobkörnigen hornblendegabbroartigen Amphiboliten führt. Mikroskopisch findet man in solchen Eklogitamphiboliten eine auffallende Pyroxen-Diablastik aus Diopsid und Albit als Zerfall des Omphazit, die wieder von grüner Hornblende verdrängt werden kann (Näheres 39, S. 19).

Wahrscheinlich sind diese mächtigen Eklogite genau so wie die mächtigen Amphibolite dieses Kristallins von basischen Vulkaniten abzuleiten, weil sie in die umgebenden, sicher von Sedimentgesteinen stammenden Schiefer eingeschichtet und mit ihnen eng verbunden sind.

6. Prickler—Halt: Schurfgraben im Wald; Nord—Süd-streichender posttektonischer Zoisitpegmatit im Eklogit mit Zirkon; Typus-lokalität des Zoisit; mittlere Eklogitserie der oberen Katazone.

In diesem etwa 2 m mächtigen Gang wurde erstmals das Mineral Zoisit bei einer von Baron ZOIS (Laibach) ausgesendeten Expedition (1805) aufgefunden. Um 1813 stellte F. MOHS auch Zirkon fest (26, S. 136). Die pegmatitischen Lösungen, die in den Eklogit eingedrungen sind, scheinen dabei so mit ihrer Umgebung reagiert zu haben, daß sie schließlich einen veränderten Chemismus bekamen und dann als Zoisitpegmatit auskristallisierten. Am Kontakt ist der Eklogit hornblendisiert, als Salband hat sich ein Karinthinpegmatit und als Innenfüllung der Zoisitpegmatit gebildet.

7. Felsöfen um 1830 m SH: Disthenflasergneis des mittleren Disthenflasergneishorizontes der Eklogitserie mit schönen Feldspatagen.

Dies ist ein relativ grobkörniger, wenig deformierter, also gut erhaltener Disthenflasergneis aus der Zone D II mit Orthoklas- und Oligoklasporphyroblasten, aber ohne Andalusitparamorphosen. Das Gestein besteht ansonsten aus Biotit, Quarz, Granat und Muskowit. Der Orthoklas ist ein reiner Kalifeldspat ohne Na-Beimengungen, woraus auf eine Bildungstemperatur unter 600° C geschlossen werden kann. Andererseits scheint er beim Muskowitzzerfall entstanden zu sein und daher muß die Mindesttemperatur über 500° C gelegen haben.

Ein Blick in die Umgebung läßt die Verebnungssysteme erkennen. Sie stufen den ganzen Saualpenstock ab. Ein Rückblick in die Tiefe zum Krappfeldbecken läßt die starke tektonische Hebung der Saualpe in der jüngsten geologischen Zeit gut erkennen. Der relative Höhenunterschied zwischen der Krappfeldebene und der Saualpenhochfläche beträgt etwa 1500 m. Der geologische Niveauunterschied ist aber bedeutend größer und beläuft sich von unserem Standpunkt aus gerechnet bis zum mittleren Krappfeld auf mindestens 10 km. Da diese Einsenkung etwa ab der Oberkreide begann, ist seither eine Zeit von ungefähr hundert Mill. Jahren verflossen, in der eine relative Höhenverschiebung von durchschnittlich 0,1 mm im Jahr stattfand. Den Großteil dieser Bewegungen übernahmen dabei die Störungsflächen der Görttschitztaler Störungszone. Der Restbetrag geht auf Flexurverbiegungen (Faltungen) zurück.

Außerdem fallen die für Sau- und Koralpe bezeichnenden Felsöfen sofort auf. Die Entstehung dieser merkwürdigen Gebilde hängt mit der flachen Bankung der Schiefergneise und selektiver Verwitterung zusammen und wurde schon von Kieslinger (22) gedeutet. Besonders zur „Ofen“-Bildung neigen die Disthenstaurolithschiefergneise, etwas weniger die Eklogite und Kalksilikatgesteine. Ganz schlecht eignen sich dafür die Disthenflasergneise, womit dieser Aufschluß eine Ausnahme darstellt.

8. Felsöfen in 1860 bis 1900 m S. H.: Disthenstaurolithschiefergneis der oberen Eklogitserie.

Sie gehören zur Zone Sg I, die die charakteristischen Gesteine dieser Art führt. Auf den s-Flächen fallen die großen Muskovite, die rundlichen violettrotlichen Granate und die Disthenstengel auf. Die Staurolithe, wie eine zweite bräunliche Granatgeneration sind meist nur mikroskopisch kennbar. Bei diesen Gesteinen ist die ganze Mineralgesellschaft frühposttektonisch (syneklogitisch) kristallisiert und es machen sich gewisse Entregelungserscheinungen im Glimmernachwuchs bemerkbar. Sie lassen sich wie die Disthenflasergneise von Andalusitgneisen ableiten. Nur daß sie eine durchgreifende Rekristallisation erfahren haben (39, S. 15). Als Grund kann man eine kräftigere Deformation und einen vielleicht größeren Wassergehalt vermuten. Die pegmatitische Durchschwärmung, die in der frühsyntektonischen Phase entstanden sein dürfte, gleicht der in den Disthenflasergneisen.

9. Hochfläche um 2000 m S. H. mit Felsöfen von teils stark gefalteten Disthenstaurolithschiefergneisen mit Pegmatitgängen, die manchmal Skapolith enthalten; das Störungsnetz und die rutschenden Gehänge sind gut zu erkennen.

Im allgemeinen herrscht im Großen wie im Kleinen im Zentralbereich der Saualpe flache Lagerung vor. Manchmal kommt es aber auch zu intensiven Verfaltungen in m-Bereichen wie an diesem Aufschluß. Es ist zu sehen, daß das Gestein mit feinen Pegmatitlagen zusammen verfaultet wurde.

Daneben findet man auf der Hochfläche um 2000 m viele Rollstückausbisse von Pegmatiten, die teilweise, wenn sie mit Kalksilikatgesteinen oder Karbonatgesteinen reagierten, sehr skapolithreich sein können, wie sie manche Pegmatite in den ehemaligen Andalusitgneisen mit den schönsten Andalusitkristallen, die heute alle als Disthenparamorphosen vorliegen, ausgestattet sein können (26, S. 134).

Die Hochflächenmorphologie deutet die Engmaschigkeit des Störungsnetzes sehr gut an. Es läßt sich daraus die Schwierigkeit der geolog. Kartierung in diesen Gegenden abschätzen.

10. Felsöfen in 1840 m S. H.: Disthenstaurolithschiefergneis der oberen Eklogitserie.

Dieser ist ein besonders gutes Beispiel für einen Schiefergneis der Zone Sg I mit einigen auch makroskopisch sichtbaren länglichen braunen Kristallen von Staurolith II der posttektonischen Generation.

An der Nordseite sitzen sehr schöne, von den Sandstürmen der Glazialzeiten ausgeblasene Windkolke.

4. Tag: 1. Lölling: Aufschlüsse hinter den Häusern; Eklogitamphibolit im Kontakt mit Schiefergneisen der unteren Eklogitserie; der Eklogit weist eine deutliche Amphibolitisierung und Diablastik auf.

Der Aufschluß ist typisch für die untere Eklogitserie aus der Zone Sg III. Die Amphibolitisierung des Eklogitkörpers ergreift ihn zwar nicht vollständig, doch ist sie überall vorhanden. Sie ist nicht wie im Hangenden auf Rand- und Klüftzonen beschränkt geblieben. Der begleitende liegende Schiefergneis ist in seiner Art gleichfalls für die untere Eklogitserie bezeichnend.

2. Lölling: Steinbruch im Libongraben; Normaltyp der Schiefergneise der unteren Eklogitserie der oberen Katazone (21, S. 24).

Die ganze Steinbruchwand besteht aus etwa dem gleichen Schiefergneis der Zone Sg III, der hier relativ grobblockig bricht und die Anfertigung von recht großen Werksteinen erlaubt.

Dieser Schiefergneis-Durchschnittstyp ist überall in der Eklogitserie zu finden. Er ist mikroskopisch noch von den Disthenflasergneisen und den vorhergehenden Andalusitgneisen abzuleiten, da die zerwalkten Disthenparamorphosen wohl ganz neu kristallisieren, doch noch in der Anordnung die gelängten

Linsen der Disthenaggregate, wie sie in den Disthenflasergneisen vorliegen, erkennen lassen. In den stark umkristallisierten Disthenstaurolithschiefergneisen dagegen liegt Disthen nur mehr in verteilt wachsenden Porphyroblasten vor.

3. **Bodenleitenstraße**: Aufschlüsse über der Straße; typische Disthenflasergneise mit Andalusitparamorphosen aus der unteren Eklogitserie.

Sie entstammen der Zone D III oder dem unteren Disthenflasergneishorizont. Dieser ist allgemein nicht besonders gut im ursprünglichen Zustand erhalten geblieben und er zeigt, wie alle tieferen Gesteine, eine große Annäherung an die Schiefergneise, wenn auch nicht solche retrometamorphen Züge wie bei den Eklogiten. Dennoch sind hier makroskopisch die weißlichen Feldspatporphyroblasten und die bläulichgrauen etwas gelängten Disthenparamorphosen nach Andalusit gut sichtbar.

4. **Stöckl**: Aufschluß an der Straße; „Struppiger“ Disthenstaurolithschiefergneis; ein entregeltes Gestein der unteren Eklogitserie.

Je tiefer unten im Profil, desto stärker die Umkristallisationen. Daher gibt es in der Zone des Sg III manchmal schon fast ganz entregelte Disthenstaurolithschiefergneise ohne erkennbares s (21). Sie sollten daher Staurolithdisthenmuskowitfels genannt werden. Die bläulichen Disthene und die braunen Staurolithe II sind mit freiem Auge zu erkennen.

5. **Stelzing**: Alter Steinbruch über der Straße; grobkristalliner heller Stelzing-Marmor mit einer Realgar und ged. As führenden Kluft im oberen Teil des Bruches; in Schiefergneisen der Stelzinger Marmorserie, aus der stark retrometamorphen „tiefendiaphthoritischen“ Katazone. Hier gibt es nur noch Eklogitamphibolite (21).

Auffallend ist die außerordentlich grobe Kalzitkörnigkeit und der starke H₂S-Geruch beim Zerschlagen frischer Stücke. Der Stelzing-Marmor liegt hier in Schiefergneisen eingebettet, die kleinere Amphibolitlinsen enthalten, deren Granate teils noch Omphazite einschließen und daher die Abkunft von Eklogiten verraten. In den begleitenden Quarziten gibt es vereinzelt auch noch Disthenparamorphosen nach Andalusit, so daß eine ehemals gleichartige Kristallisation wie in der oberen Eklogitserie nicht bezweifelt werden kann.

Die Mächtigkeit der Marmore beträgt hier um 250 m, nimmt aber gegen Süden durch Vertretung durch Kalksilikatgesteine und Schiefergneise immer mehr ab. In der E-W-Richtung (Faltenachsenrichtung) bleibt sie viel länger konstant.

Die Realgarkluft gehört zum alpidischen Vererzungszyklus als Ausläufer der Eisenspatvererzung, die im Raume Lölling reichlich Arsen mitbrachte (26, S. 133).

6. **Seetalerhütte**: Felssturz mit Blöcken von Kalksilikatfelsen (meist Biotitbytownitfelse) aus dem oberen Disthenflasergneis der obersten Eklogitserie und Katazone: Fernblick in das Lavanttalbecken und zur Koralpe.

Die Biotitbytownitfelse sind noch Relikte der hochkatazonalen prätektonischen Kristallisation. Es bildete sich ein recht feines Biotit-Anorthit-Bytownit-Gewebe, das ein sehr festes Gestein ergab, das dann später bei der Durchbewegung intern nicht mehr deformiert wurde. Diese Kalksilikatgesteine rotierten aber teilweise als riesige Blöcke und sie haben daher manchmal eine ganz abnorme Lage der Bankungsflächen und eine Schiefergneisumgebung mit den sonderbarsten Faltenachsenrichtungen.

In den tieferen Profilanteilen sind dann wie üblich auch diese Gesteine von den Umkristallisationen nicht verschont geblieben und es wurden Salitzoisitgranatfelse daraus (39, S. 17).

7. Buchbauer: Aufschlüsse an der Straße bei der Abzweigung nach Preims; zersetzte und kataklastische Schiefergneise aus der Nähe der Auengrabenstörung; westlich der Störung die Liegendquarzite der Stelzinger Marmorserie mit einer an Quarzgänge gebundenen Arsenkies- und Magnetkiesvererzung vom Typ Kliening.

Die zersetzten Schiefergneise, deren Feldspatumwandlung auf eine hydrothermale Einwirkung von Kohlensäurewässern ähnlich den heute noch fließenden Preblauer Sauerwässern zurückgehen dürfte, gehören zur unteren Amphibolitserie des Klieningkristallin und bilden mit Abarten das Hauptgestein dieser Serie. Die mit der Störung zusammenhängende Kataklaste, die sich in den geknitterten Glimmern kundtut, war wahrscheinlich der Wegbereiter für die totale Hydrothermaldurchtränkung.

Die Vererzung in den Liegendquarziten der Stelzinger Serie ist alpidisch und sitzt an einem Nebensprung der NW-streichenden Auengraben Störung, die den Südwestteil um etwa 1000 m absenkt. Es liegen nur wenig Erz- und Gangartstücke auf den Halden unter den Stollenpingen.

8. Klieninggraben: Aufschlüsse an der Straße; Granatgneise und Amphibolite der Unteren oder Klieninger Amphibolitserie mit mesozonalen Gesteinen.

Diese Gesteine weisen eine rein mesozonale von schwächer metamorphen Gesteinen herkommende Kristallisation auf. Sie zeigen keinerlei Relikte nach einer Katazone und lassen sich mit den Gesteinen der Gleinalpe am besten vergleichen.

9. Kliening-West: Felsklippen über der Straße; Granatgneise der Klieningserie; mesozonale Paragneise, ähnelnd den Paragesteinen der Wolfsberger Serie und des Ammering-Kristallins.

Hier stehen südfallende Normalparagneise des Kliening-Kristallin (11) an. Sie sind nicht besonders gut geschiefert und haben eine etwa granitische Zusammensetzung aus einem sauren Plagioklas, etwas Mikroklin, Quarz und Muskowit, sowie Biotit und Granat. Das Gefüge ist posttektonisch kristallisiert und es wurde in den Granaten ein feines reliktsches si-Pigment gefunden. Daraus ergibt sich, daß diese Gesteine aufsteigend metamorph sind. Ähnliche Gneise sind im Wolfsberger Kristallin (3) und in der Ammeringserie (Grössinggneis, 14) vorhanden. Damit besteht nicht nur die Analogie der Lage unter dem Katakristallin, sondern auch im Gesteinsbestand (10; 11).

10. Kliening: Aufschlüsse an der Straße; Halden des alten Goldbergbaues mit Arsenkieserzen.

Die Halden sind schon sehr verwachsen und daher ist wenig zu sehen (35).

An einer Straßenbaustelle ist einer der vielen Bergrutsche dieser Gegend angeschnitten. Es findet sich darin eine Gesteinsuite des Klieningkristallins.

11. Wiesenau: Im Wald an der Bahn alte römische und mittelalterliche Goldseifenwäschereien; im Schloß Wiesenau Römerfunde aus den Schottergruben nahe von den Goldseifen (41).

Die Schottergruben, die die Aufschlüsse liefern, gehen in dem wohl diluvialen Schwemmkegel des Klieningbaches in das oberer Lavanttal um. In den sandigen Partien desselben befindet sich das Seifengold (8).

5. Tag: 1. Schemberg: Lehmgrube an der Straße; roter Paläozän mit Lagen von Geröllen aus Mesozoikum, Paläozoikum und epizonalem Kristallin (15; 16).

2. Wietersdorf: Kalksteinbruch, Fuchsofen; Nummuliten-Flachwasserkalke des Ypresien und Lutetien mit reichlich Fossilien; die Kalke werden gegen das Liegende zu mergeliger und gehen in Tone mit einem Glanzkohlenflöz über; weiter darunter folgt eine rote Tonlage, darunter mit Schichtlücken die Oberkreide (Maastricht; 15; 16; 17; 27).

3. Wietersdorf: Mergelsteinbrüche; Südteil; hier steht eine rhythmische, gradierte Wechsellagerung des Campan von mergeligen Kalken mit Portlandmergelbänken bis Tonen mit Sandeinstreuungen, die eine flyschartige Erscheinungsform mit Wurmpuren, float cats u. a. aufweist, an.

Nordteil; die hier befindlichen Obersanton-Mergel, Mergelbreccien, Kalke und Tone in Wechsellagerung, sind durch eine Störung vom südlicheren Campan getrennt. Besonders bemerkenswert ist eine wildflyschartige gradierte Bank mit Hippuriten-Kalkblöcken und Paläozoikumgrus (15; 16; 17; 20; 23; 27; 37).

4. Eberstein: Steinbruch in undeutlich geschichtetem Hauptdolomit der Trias. Auf der anderen Talseite das Kristallin mit der Plankogelserie, dazwischen unter dem Talboden die Görtschitztaler Hauptstörung, die hier 4000 bis 5000 m Saigerverstellung aufweist (30; 36).

5. Weiterfahrt über Launsdorf—St. Veit nach Klagenfurt zum Landesmuseum. Dort eventuell Besichtigung der mineralogisch-geologischen Abteilung, dann Auflösung der Exkursion.

Literaturverzeichnis

- (1) Angel, F.: Gesteine der Steiermark. Sonderband des Naturw. Ver. f. Stm., 60, Graz 1924, 1—302.
- (2) Angel, F., E. Clar, H. Meixner: Führungstexte zur petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. Der Karinthin, 24, Knappenberg 1953, 286—311.
- (3) Beck-Mannagetta, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten; Jb. G. B. A., 95, Wien 1949/51, 127—152.
- (4) —, Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. Jb. G. B. A., 102, Wien 1959, 313—352.
- (5) Clar, E., H. Meixner: Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953, 67—92.
- (6) Clar, E., W. Fritsch, H. Meixner, A. Pilger, R. Schönenberg: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) VI. Carinthia II, 153, Klagenfurt 1963, 23—51.
- (7) Friedrich, O. M.: Die Talklagerstätten des Rabenwaldes, Oststeiermark. Berg- und Hüttenm. Mh., 92, 1947, 66—85.
- (8) —, Das Gebiet der alten Goldwäscherei am Klieningbach bei Wiesenau in Kärnten. Archaeologica Austriaca, Beiheft 3, Wien 1958, 108—115.
- (9) Fritsch, W.: Eine Transgression von Grödener Schichten in der Lat-schurgruppe Kärntens; Carinthia II, 151, Klagenfurt 1961, 52—57.

- (10) — , Von der „Anchi-“ zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. Geol. Rdsch., 52, Stuttgart 1962, 202—210.
- (11) Fritsch, W., H. Meixner, A. Pilger, R. Schönenberg: Die geolog. Neuaufnahme des Saualpenkristallin. I. Carinthia II, 150, Klagenfurt 1960, 7—28.
- (12) Haberfelner, E.: Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. Cbl. Min. Geol. Pal., 1936, B, 395—408.
- (13) Heritsch, F.: Die Karnischen Alpen. Graz 1936, Geol. Inst. Univ., 1—205.
- (14) Heritsch, F., F. Czermak: Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. Verlag U. Moser, Graz 1923, 1—56.
- (15) Hinte, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes. Jb. GBA., Sonderband 8, Wien 1963, 1—148.
- (16) Kahler, F.: Ueber die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. Jb. G. B. A., 78, Wien 1928, 145—160.
- (17) — , Der geologische Rahmen der Wietersdorfer Zementwerke. Carinthia II, 143, Klagenfurt, 1953, 152—154.
- (18) — , Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, 16, Sonderheft, Klgft. 1953, 1—78.
- (19) — , Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt; 1 : 50.000, GBA., Wien 1962.
- (20) Kahler, F., H. Meixner: Minerale aus den Steinbrüchen der Wietersdorfer Zementwerke, Krappfeld, Kärnten. Carinthia II, 153, Klagenfurt 1963, 57—69.
- (21) Kamp, H. v., N. Weissenbach: Die geol. Neuaufn. des Saualpenkristall., (Kärnten) II. Carinthia II, 151, Klagenfurt 1961, 5—40.
- (22) Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe III, Sb. Ak. Wiss., m. n. Kl., Ab. I, 163/3, 4, Wien 1927, 79—94.
- (23) Kühn, O.: Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten. Carinthia II, 150, Klagenfurt 1960, 47—50.
- (24) Meixner, H.: Vererbung und Minerale von Olsa bei Friesach. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953, 149—151.
- (25) — , Der Serpentin des Grieserhofes (Gullitzen) bei Hirt, Kärnten. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953, 140—144.
- (26) Meixner, H. — E. Clar: Klassische und neuere Mineralvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe. Carinthia II, 143, Klgft. 1953, 132—139.
- (27) Papp, A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul. Sb. Ak. Wiss., m. n. Kl., Ab. I, 164/6, 7, Wien 1955, 317—334.
- (28) Paulitsch, P.: Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol; Verh. GBA., Wien 1960, 103—118.
- (29) Pilger, A.: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. Berichte RS. Bodenl., Wien 1942, 6—11.
- (30) Redlich, K. A.: Die Geologie der Gurk- und Görttschitztales. Jb. GBA., 55, Wien 1905, 327—348.
- (31) Riehl-Herwisch, G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christofberges, Mittelkärnten. Der Karinthin, 45/46, Knappenberg 1962, 244—246.
- (32) Schlager, W.: Zur Geologie der östlichen Lienz Dolomiten. Mittl. Ges. Geol. Bergbaustud., 13, Wien 1962, 41—120.
- (33) Solyom, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. unv. Diss., Berlin 1942, 1—58.
- (34) Sterk, G.: Die Talklagerstätte Hirt bei Friesach in Kärnten. unv. Diplomarbeit, Mont. Hochsch., Leoben 1951.
- (35) — , Zur Kenntnis der Goldlagerstätte Kliening im Lavanttal. Carinthia II, 145, Klagenfurt 1955, 39—59.
- (36) Strehl, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) IV. Carinthia II, 152, Klagenfurt 1962, 46—74.
- (37) Thiedig, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) III. Carinthia II, 152, Klagenfurt 1962, 21—45.

- (38) Tollmann, A.: Ostalpen-Synthese. F. Deuticke, Wien 1962, 1—256.
- (39) Weissenbach, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) V. Carinthia II, 153, Klagenfurt 1963, 5—22.
- (40) Zadorlaky-Stettner, N.: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen. Verh. GBA., Wien 1961, 155—170.
- (41) Dolenz, H.: Fund römerzeitlicher Grabmonumente in Wiesenau im Lavanttal, Carinthia I, 149, Klagenfurt 1959, 432—462.
- (42) Fritsch, W.: Zur Nomenklatur der Görtschitztaler Störungzone. Carinthia II, 153, Klagenfurt 1963, 52—57.
- (43) Meixner, H.: Nickelmineralisation und Stoffwechselbeziehungen zwischen Serpentinestein und Eisenspatlagerstätten am Beispiel des Antigoritits vom Grieserhof bei Hirtl, Kärnten. Carinthia II, 20. Sonderheft, Klagenfurt 1956, 95—106.
- (44) — Die Metasomatose in der Eisenspatlagerstätte Hüttenberg, Kärnten. Tschermaks min. pet. Mitt., 8, Wien 1963, 640—646.