

## Zur Einführung.

Wie die kürzlich neugegründeten „Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“, so entsteht nach der Befreiung Österreichs auch das altberühmte „Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt“ aus der Versenkung der Jahre 1940—1944.

Während des letzteren Zeitraumes war das seit 1849 bestehende Jahrbuch beseitigt worden. Die „Mitteilungen des Reichsamtes für Bodenforschung, Zweigstelle Wien“, im Namen kaum unterscheidbar von den „Berichten“, die an Stelle der „Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“ getreten waren, erschienen nicht mehr in geschlossenen Jahrgängen, sondern in zwanglos herausgegebenen Einzelheften verschiedenen Umfanges. Durch ein vollständig geändertes Format, die Umnummerierung der 7 Hefte, fallen sie ganz aus der gewohnten Reihe der Jahrbücher heraus und stören damit die fortlaufende Reihe der Jahrbücher der bald 100jährigen Geologischen Anstalt.

An dem Guten und Altbewährten festhaltend, aber immer neu, den aktuellsten Forschungen dienend, wird das Jahrbuch ab 1945 mit seinen Beiträgen der Anstaltsmitglieder, wie aus dem Kreise der wissenschaftlichen Mitarbeiter und Freunde, den ungebrochenen Forschungsgeist der österreichischen geologischen Wissenschaft bekunden.

Im Sommer 1945

G. Göttinger



# Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzberges.

Von **Walther Emil Petrascheck**, Grödig bei Salzburg.

Mit 3 Tafeln und 6 Textfiguren.

Die Stollenaufschlüsse und Tiefbohrungen im Hallein-Dürnberger Salzberg sind aus mehreren Gründen beachtenswert. Erstens liegt hier ein Prüfstein für die umstrittenen Fragen, ob das Haselgebirge und die Hallstätter Kalke dieses Gebietes — und damit die Gesteine der alpinen Salzlagerstätten überhaupt — tief eingeklemmte Reste einer tektonisch hoch gelegenen Decke sind oder ob sie hochgepreßte Teile eines verbreiteten Salzgebirges im tieferen Untergrund sind. Zweitens ist hier am ehesten die praktisch bedeutungsvolle Frage zu beantworten, ob unter dem gebauten Salzgebirge noch ein bauwürdiges Salzlager, womöglich von geringerer Gestörtheit, zu erwarten ist. Drittens bieten die Grubenaufschlüsse gute Möglichkeit, die Bewegungs- und Verformungshilder des Salzgebirges zu studieren.

Da der Haselgebirgskörper des Dürnberges sich mit jedem tieferen AbbauhORIZONT dieses uralten Bergbaus immer mehr verengt hatte, war hier der Wunsch nach Neuaufschlüssen besonders rege. Den stärksten Anstoß zu solchen hatte die 1927 veröffentlichte These E. Seidls gegeben, daß die alpinen Salzvorkommen ähnlich wie die norddeutschen hochgepreßte Salzstöcke seien, die von einem ausgedehnten Salzlager in größerer Tiefe herrühren. Daraufhin wurden in den Jahren 1928 bis 1934 von der tiefsten Sohle des Bergwerkes aus 2 Bohrungen niedergebracht, die zwar beide technische Mängel zeigten, aber doch von den praktischen und wissenschaftlichen Bearbeitern vorerst im Sinne des Vorhandenseins eines tieferen Salzlagers ausgedeutet wurden. Es erhoben sich aber Bedenken und so wurden 1942 und 1943 3 weitere Tiefbohrungen abgeteuft. Ferner ließ die Leitung der Salinen in dem Bestreben, kein Mittel zur Klärung der wichtigen Frage eines tieferen Salzlagers unversucht zu lassen, im Jahre 1933 einen Untersuchungsquerschlag nach Süden auffahren, der schließlich die Länge von 600 m erreichte.

Seit der bedeutsamen Veröffentlichung O. Ampferers über die erste Halleiner Tiefbohrung sind also noch wichtige Aufschlüsse geschaffen worden, so daß eine neue zusammenfassende Untersuchung und Beurteilung des vorliegenden Materials geboten erschien. Der Verfasser hat diese Aufgabe im Auftrage der Geologischen Bundes-

anstalt und des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft und mit tatkräftiger Unterstützung der Generaldirektion der österreichischen Salinen sowie der Betriebsdirektion der Saline Hallein im Jahre 1946 durchgeführt. Dabei wurden rund 16.000 m Streckenlänge geologisch aufgenommen, die Bohrerergebnisse der 5 Bohrungen verglichen und auch Begehungen über Tage und in den unterirdischen Verlagerungsräumen des Grillwerkes bei Hallein vorgenommen. Für die großzügige und verständnisvolle Ermöglichung dieser wissenschaftlichen Arbeit, die daneben allerdings auch praktische Ziele verfolgte, in einem Jahr der allgemeinen Hemmnisse und Schwierigkeiten im Lande sei den obgenannten Stellen aufrichtig empfundener Dank gesagt.

### Die Lagerung des Salzgebirges in der Grube.

Die Namen und mittleren Meereshöhen der Abbauhorizonte sind folgende:

Scheuchenstul . . . . .	875 m
Thienfeld-Kelb . . . . .	835 „
Georgenberg . . . . .	790 „
Obersteinberg . . . . .	750 „
Untersteinberg . . . . .	720 „
Jakobberg . . . . .	680 „
Rupertberg . . . . .	640 „
Wolfdietrichberg . . . . .	595 „

Wie aus Abb. 1 ersichtlich ist, werden die Grenzen des Haselgebirges nach der Tiefe zu immer enger. Bei den höheren Horizonten ist eine Begrenzung des NO-Teiles in der Grube überhaupt nicht feststellbar, während die tieferen Stollen anfangs auf mehrere hundert Meter den Kalk durchqueren. Bezeichnenderweise hat auch nur die südwestlichste Bohrung V in der Tiefe Salz angetroffen. Der Salzgebirgskörper schiebt also nach SW in die Tiefe ein.

Die Grenzen des Salzgebirges auf Abb. 1 wurden den Grubenplänen der Markscheiderei entnommen, aber an einigen Stellen abgeändert. Denn diese Grenzen sind nur stellenweise durch wirkliche Durchörterungen der Grenzstörungen und des anschließenden Kalkes und Schiefers nachgewiesen, zum anderen Teil aber aus einer zunehmenden Vertaubung und dem Auftreten von Gipsadern, welche von den Bergleuten auf Grund überlieferter Erfahrungen als „Grenzer“ bezeichnet werden, vermutet. Es ist nun als wesentlich zu beachten, daß das plastische Salzgebirge sich mit seinem inneren Streichen stets dem starren Rahmen anschmiegt. Wo also durch meine Grubenaufnahmen (Tafel I) auf längere Erstreckung ein Streichen festgestellt wurde, das mehr oder weniger senkrecht zu einer bisher angenommenen nahe gelegenen Salzgebirgsgrenze steht, wurde die Grenze entsprechend dem Konformitätsprinzip abgeändert (Daß dieses Prinzip auch für praktische Untersuchungsarbeiten — etwa Craelius-Horizontalbohrungen — bedeutungsvoll ist, liegt auf der Hand).

Das zweite wesentliche Merkmal der Lagerung des Haselgebirges ist, daß die Fallwinkel mit der Tiefe überwiegend steiler werden. Gewiß sind Streichen und Fallen der Salzsträhne, der Anhydritschuppen, der Polyhalitbrocken und der Tonschieferblöcke in der Riesenbreccie des Haselgebirges von Ort zu Ort oft rasch wechselnd und durch Spezialfaltung und Umfließen starrer Einlagerungen bedingt, aber bei der statistischen Betrachtung ist das Überwiegen flacher Neigungen in den höheren Horizonten und steiler Neigungen in den tieferen unverkennbar. Georgenberg-, Obersteinberg- und Untersteinberg-Horizont zeigen im großen einen flachen, NO—SW streichenden Muldenbau, der Jakobberg-Horizont schließt eine engere, mittelsteile, allseits umschlossene Mulde auf und der Wolfdietrich Stollen durchquert ein Salzgebirge, in welchem die Schichten zumeist mit 60—70 Grad einfallen und z. T. auch senkrecht stehen.

Auch die Auswertung der Tiefbohrungen beweist, wie wir im folgenden Kapitel sehen werden, die Verengung und z. T. Schließung der Mulde mit der Tiefe.

Wir kommen daher zu der Vorstellung einer langgestreckten, von SW nach NO aufsteigenden und dabei nach unten sich trichterförmig verengenden Haselgebirgsmulde, welche in den höheren Randteilen und vor allem an ihrem NO-Endstück auf das triassische und jurassische Kalkgebirge übergequollen ist.

Was die Zusammensetzung des Haselgebirges betrifft, so ist es mir am Dürrnberg nicht gelungen, eine ursprüngliche Schichtfolge der roten, schwarzen und grauen Tone, der Anhydritlagen, der roten und weißen Salzflöze, der Polyhalitbänke usw. aus dem tektonischen Trümmerhaufwerk zu rekonstruieren, wie es O. Schaubberger am Hallstätter Salzberg annähernd möglich gewesen ist. Doch läßt sich das Einschieben von „Blockströmen“ verschiedener Haselgebirgskomponenten nach SW (bzw. ihr Aufsteigen von SW nach NO entsprechend dem Bau des Salzgebirgskörpers im ganzen) aus der Verteilung der Häufungsstellen von Kernsalz, Anhydrit, Polyhalit etc. einigermaßen erkennen.

Abb. 1 stellt diese Erscheinung zum Teil dar; die Einzelheiten können wegen der Ortsbezeichnungen nur aus den Originalgrubenplänen ersehen werden. So finden sich mächtige, flach liegende Steinsalzpartien im Georgenberg-Horizont beim Platz Werk, im Obersteinberg-Horizont in der Ferro Schachtricht westlich vom Südknick und im Jakobberg-Horizont westlich vom Leth Schacht. Die salzreichen Abschnitte der Knorr auf Georgenberg entsprechen dem südwestlich und tiefer gelegenen Salz des Helmreich Werkes. Anhydrit- und Polyhalitblöcke finden sich auf Georgenberg beiderseits der Lobkowitzabzweigung, auf Obersteinberg in der Buschmann, auf Untersteinberg westlich vom Jorkasch Schacht und auf Jakobberg südlich vom Jorkasch Schacht. Ein zweiter, besonders auffälliger „Strom“ von Kalisalz- und Anhydritblöcken wird auf Georgenberg in der Knorr,

# VERMUTETE GRENZEN DES SALZKÖRPERS

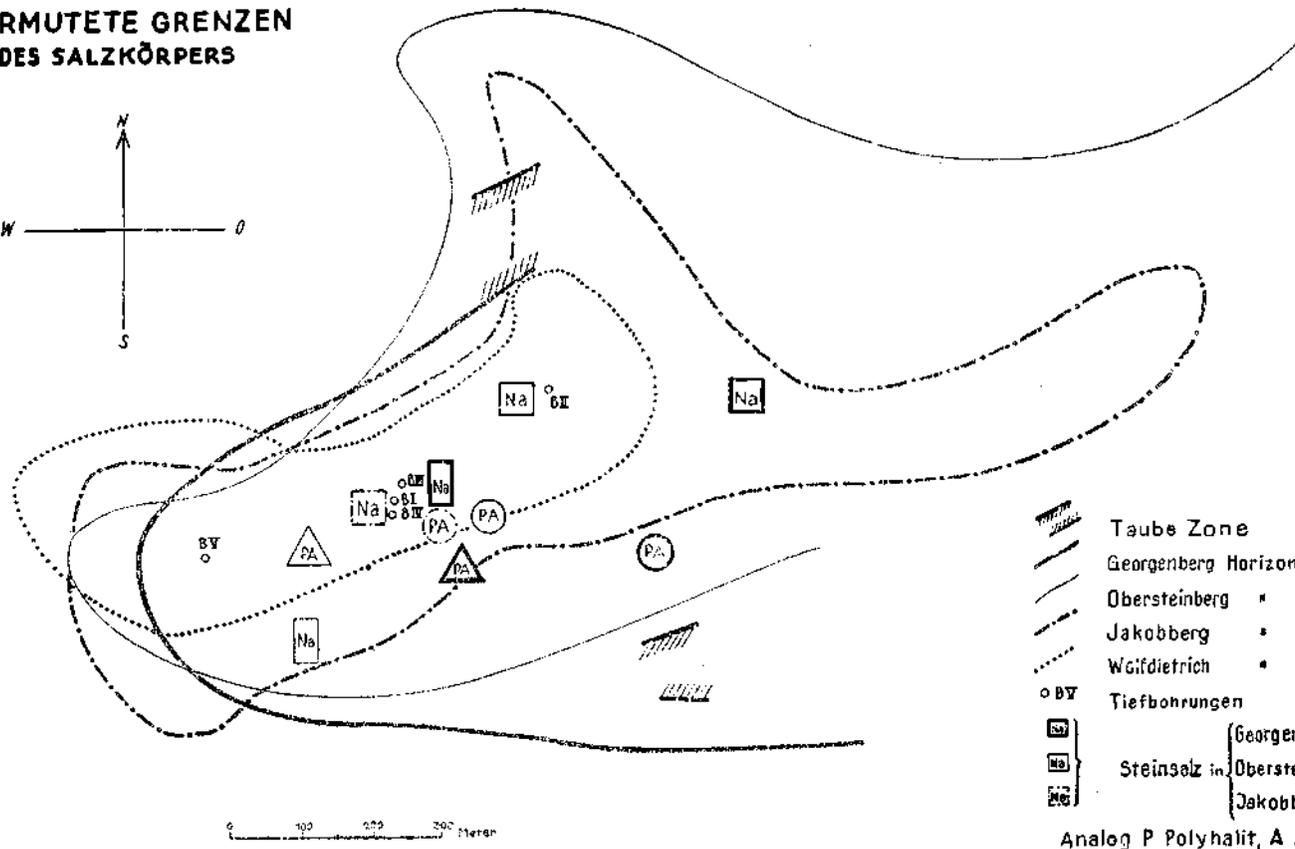
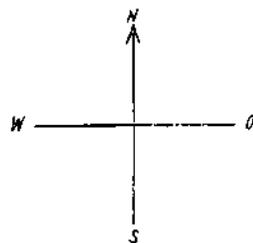


Abb. 1. Die ungefähren Grenzen des Haselgebirgskörpers auf den vier wichtigsten Grubenhorizonten im Dürnbürg. — Das Bild zeigt das Einschieben nach Südwesten. Die gleiche Tendenz gibt sich aus der Verbreitung besonderer Anreicherungsstellen von Steinsalz (Na), Anhydrit (A) und Polyhalit (P) auf den einzelnen Grubenhorizonten zu erkennen.

dann absteigend im Schillerschurf und auf Obersteinberg in der Hofstatt angeschnitten.

In allen diesen Fällen liegen die Fundstellen des jeweils tieferen Horizontes südwestlich oder westlich von denen des höheren.

Auch diese Erkenntnis kann für die Aufsuchung von Steinsalz Beachtung verdienen.

### Die Tiefbohrungen.

Zur Klärung der vielumstrittenen Frage, ob ein tieferes Salzlager vorhanden ist, wurden von der untersten Grubensohle, dem Wolfdietrich-Horizont, 5 Tiefbohrungen abgeteuft. Den auf Tafel II dargestellten Bohrprofilen liegen für alle Bohrungen die Bohrprotokolle, für B I außerdem die geologischen Ergänzungen Ampferers, für B II eine gutachtliche Beurteilung Schaubergers und für B III und B V eigene Beobachtungen an den noch in der Grube gestapelten Bohrkernen zugrunde.

Die Bohrung I, angesetzt beim Leth Schacht in 594 m Meereshöhe und niedergebracht bis 339 m Bohrtiefe, also 255 m Meereshöhe, durchteufte während der ersten 110 m salzführendes Haselgebirge, darunter bis 135 m eine durch Kalk- und Dolomithreccien gekennzeichnete Störungszone, darunter bis 155 m Werfener Sandstein und von da ab die sogenannte untere Salzserie. Das Merkwürdige dieser Salzserie aber war, daß niemals auch nur ein Bröckchen Salz als Bohrprobe hochgebracht wurde, sondern das Vorhandensein desselben nur aus der Zusammensetzung der Spülsole erschlossen wurde. Diese war salzhaltig, stellenweise — vor allem zwischen 250 und 260 m sogar etwas kali- und bittersalzhaltig, — und klar. Kernbruchstücke aus verschiedenen Tiefen waren nur Werfener Sandstein und Anhydrit, alles nach den Feststellungen Ampferers in flacher Lagerung. Das Ausbleiben von Bohrkernen des Salzes wurde mit dem geringen Bohrlochdurchmesser erklärt. Aus all dem wurde auf das Vorhandensein eines tieferen Salzlagers, gekennzeichnet durch eine oben nicht bekannte Wechsellagerung von Steinsalz-, Anhydrit- und Sandsteinbänken, z. T. mit Kalisalzschichten, in relativ flacher Lagerung geschlossen.

Aus dem Wunsche, das tiefere Salzlager durch Kerne sichtbar nachzuweisen, wurde 1933/34 die Bohrung II bei der Hohen Pütte 250 m nordöstlich von Bohrung I niedergebracht. Sie verunglückte jedoch technisch in 166 m Bohrtiefe (421 m Meereshöhe), nachdem sie das obere Haselgebirge und dann die salzfreie, aus Glanzschieferbreccien, Tonschieferbreccien und spärlichen Kalkbreccien bestehende Störungszone durchfahren hatte, ohne das Niveau des vermuteten unteren Salzgebirges zu erreichen. Das Ende war Breccie aus Unterkreidekalk.

Deshalb wurden in den Jahren 1942 und 1943 unmittelbar neben der Bohrung I die Bohrungen III und IV abgestoßen. Bohrung IV liegt nur 3 m von B I entfernt, B III etwa 20 m. Beide Bohrprofile zeigen größte Ähnlichkeit mit dem von B I, wie auch die Tafel II erkennen läßt.

Das gilt vor allem für B IV. In fast gleicher Tiefe wie bei B I (120 m) wird das obere Salzgebirge verlassen und die Störungszone durchstoßen, welche bei B IV aus einer Kalk-Dolomit-Einlagerung und darunter aus Glanzschiefer besteht. Darunter aber folgt in demselben Niveau, in welchem bei B I das untere Salzgebirge liegt, sowohl bei B III wie bei B IV eine mächtige Serie relativ flach gelagerten Werfener Sandsteines und Schiefers mit eingeschalteten Anhydritbänkchen. Da ja das die Gesteine sind, die auch bei B I allein als Proben bekannt sind, ist nicht zu zweifeln, daß auch B I eine solche Serie durchsunken hat und die Bohrabschnitte mit Kernverlust zu Unrecht als Salz gedeutet wurden (Diese Auffassung wird schon seit Jahren auch von Hofrat Ampferer und vielen Herren der Saline vertreten). Der örtliche Kaligebalt rührt vielleicht von einem durchfahrenen Kalisalzbrocken her.

Es bleibt aber trotzdem unverständlich, wieso bei einem Kernverlust die Spülsole angeblich klar und nicht trüb oder von aufgeschlammtem Schiefer rot war. Auch ihr Salzgehalt ist nicht genau präzisiert. Vielleicht ist der damalige Bohrrapport anfechtbar.

B III ging tiefer als B I und B IV. Die Kerne dieser Bohrung liegen noch in der Grube aufbewahrt. Auch hier wurde zuerst das obere Salzgebirge durchbohrt, dann die Glanzschiefer führende Störungszone, dann die mächtige Serie der Werfener Schiefer und Sandsteine mit Anhydritlagen, die nach unten abermals mit einer stark gestörten Glanzschieferzone abschließt. Unter dieser folgen 30 m Kalk, in dem die Bohrung endet. Es sind vorwiegend graue, dichte, muschelartig brechende Kalke mit dünnen Tonhäutchen und schwarzen Tonspiegeln auf den Schichtflächen und weißen Calcitadern; zum kleineren Teil auch hellgelbliche, rauh brechende Kalke mit Ooidgefüge. Diese Kalke sind nach der freundlichst erteilten Beurteilung der Herren Hofrat Dr. O. Ampferer, Dr. J. Schädler und Bergrat Ing. O. Schauburger, sowie nach meinen eigenen vergleichenden Befunden mit größter Wahrscheinlichkeit als Oberjura Kalk (oder als der ähnliche Schrambachkalk) und nicht als Hallstätter Kalk anzusprechen. Es ist dies von großer tektonischer Bedeutung, da damit die von Ampferer schon 1936 und früher ausgesprochene Ansicht bestätigt wird, daß unter dem Salzgebirge der Hallstätter Decke die Jura-Kreide-Unterlage der tirolischen Decke zu erwarten ist.

Schließlich wurde im Jahre 1943 250 m südwestlich der Lethschachtbohrungen die B V abgeteuft, welche ebenfalls die Schichtfolge: oberes Salzgebirge—Störungszone—Werfener Serie durchhörte, dann aber bei 310 m tatsächlich ein salzreiches Haselgebirge mit Anhydrit- und meist roten Steinsalzschiechten, die mehrere Meter mächtig waren, antraf. Der Anhydrit zeigte bei 330 m die gleiche „perlgneisähnliche“ Ausbildung, wie sie im oberen Salzgebirge der Grube verschiedentlich zu beobachten ist, so in der Panzenberg, im Sorgo Werk Ankeherschurf, in der Buschmann nahe dem Fugger Werk und im Wolfdietrich-Horizont beim Probieroffen Schurf. Es handelt sich dabei um einen grauen Anhydrit, welcher von zahlreichen

hellen, rundlichen oder ovalen Flecken durchsetzt ist, die meist 1—2 cm messen und ziemlich parallel angeordnet sind. Unter dem Mikroskop erwiesen sich die Flecken als hellere, brecciös umgrenzte Anhydritaggregate im pigmentierten Anhydrit. Das äußere Bild ähnelt einem Perlgnais. Bei 460 m Tiefe (134 m Meereshöhe) endet diese Bohrung im Werfener Schiefer mit Gleitharnischen.

Nach meiner Auffassung ist dieses untere Salzgebirge der Bohrung V eine tektonische Fortsetzung, bzw. Abzweigung des oberen und kein neues, tieferes Lager. Dafür spricht das Auftreten des tieferen Salzgebirges nur in dieser Bohrung und das Erscheinen des eigenartigen Perlgnais-Anhydrites oben und unten.

Ein weiterer Grund gegen die Annahme eines tieferen Salzlagers liegt in der Kombination der Bohrlöcher mit den Stollenaufschlüssen. Im Georgenberg-Horizont ist die Lobkowitz Strecke gegen Süden aufgefahren (Tafel I). Diese Strecke tritt aus dem Haselgebirge in Glanzschiefer, dunkle Mergel und etwas Dolomit und dahinter neuerdings in salzhaltiges Haselgebirge. Solange man bei Bohrung I ein tieferes Salzlager als gegeben annahm, verband man dieses mit dem hinteren Lobkowitz Salzgebirge. Entsprechend wurde die salzfreie Dolomit-Zone der Lobkowitz Strecke mit der salzfreien Serie zwischen den beiden Salzlagern der B I verbunden und als „Störungszone“ mit konstruiertem nordwestlichen Einfallen ausgeschieden. Demnach hätte die in den Jahren 1933—1936 vom tiefen Wolfdietrich-Horizont aus gegen Süden vorgetriebene Untersuchungsstrecke ebenfalls jene Störungszone durchörtert und dahinter (etwa bei 350 m) das tiefere Salzlager antreffen müssen (Abb. 2). Die Strecke wurde aber 600 m lang aufgefahren, ohne in ein südliches Salzgebirge zu gelangen. Sie trat nach dem Verlassen des durch die Grubenbaue bekannten Haselgebirges hinter einer Störung in Hallstätter Kalk und Dolomit und blieb bis zum Ende in diesem stecken.

Nachdem alle 5 Bohrungen in durchaus vergleichbarer Weise unter dem Haselgebirge der Grube erst eine Störungszone und darunter eine mächtige Serie von grauen und roten Werfener Schiefen und Sandsteinen mit Anhydritlagen durchteuften, ist es meines Erachtens näherliegend, diese Werfener Serie mit der gleichartig ausgebildeten Serie in der Dunajewski Strecke zu verbinden (Die Dunajewski Strecke ist bekanntlich am Georgenberg-Horizont gegen Norden vorgetrieben. Vgl. Abb. 2b). Die hier hinter dem Haselgebirge angebotenen Werfener Schiefer und Anhydritbänke fallen ziemlich steil nach SO ein und zielen damit auf die entsprechenden Abschnitte der Bohrlöcher.

### **Die Stollenaufschlüsse in der Umrahmung des Haselgebirges.**

Die Stollenaufschlüsse in der Umrahmung und in den tanben Einlagerungen des Haselgebirges verdienen durch eine kurze Beschreibung festgehalten zu werden, zumal sie z. T. allmählich verfallen und für die Auffassung der tektonischen Stellung des Salzes gleichfalls wichtig sind.

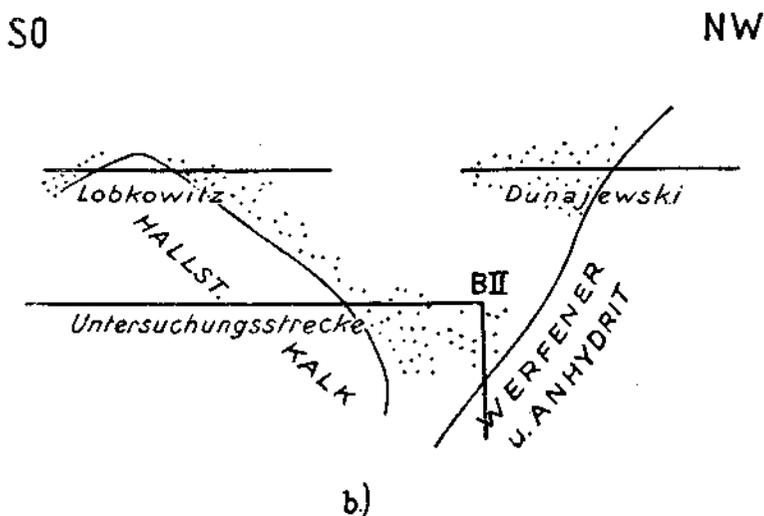
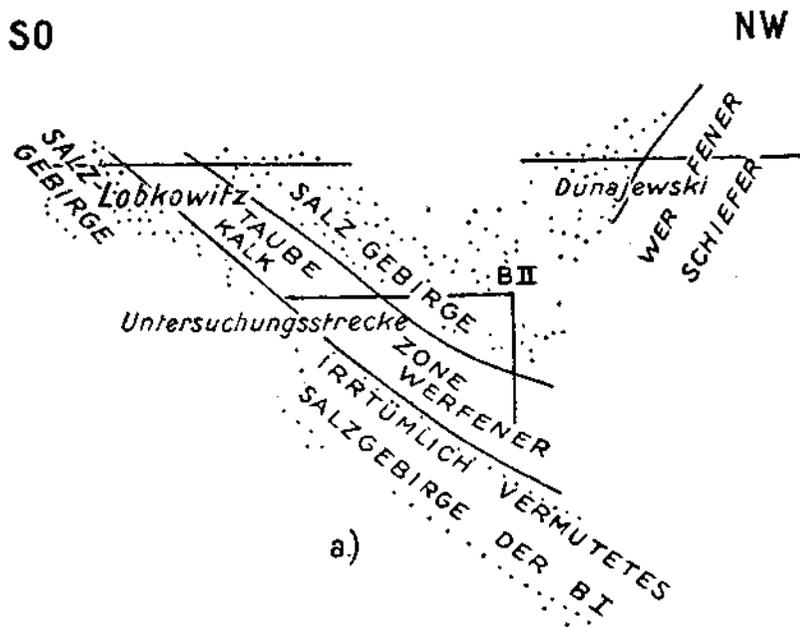


Abb. 2.

Verknüpfung von Stollenaufschlüssen und Tiefbohrungen a) nach der bisherigen Auffassung, b) nach der neuen Auffassung.

Im Georgenberg-Horizont ist nach Süden die Lobkowitz Strecke aufgefahren. Das vorwiegend aus grauen Tonschieferbrocken bestehende Haselgebirge im Anfangsteil der Strecke fällt mittelsteil nach Norden ein, sich südwärts in Annäherung an die taube Einlagerung steiler stellend. Die Grenze gegen die schwarzen Mergel steht senkrecht. Nahe der Störungsgrenze sind die Mergel zonenweise in schwarze Glanzschiefer umgewandelt und enthalten einen Kalkquetschling. Zur Hauptsache aber ist die Lobkowitz-Einlagerung flach und wenig gestört. Die matten, schwarzgrauen Mergel zeigen eine ebenflächige Feinschichtung. Gelegentlich sind sie aber auch geflasert und glanzschieferig. Am Streckenknicke liegt eine Kalkbank. Weiter südwärts bis zur Grenze gegen das jenseitige Haselgebirge herrscht mittleres Südfallen. Nahe der Grenze stellen sich dünne Streifen von rotem Ton ein.

Bedeutende Untersuchungsquerschnitte gegen Süden liegen unten im Wolfdietrich-Horizont. Der längste ist die in den Jahren 1933—1936 aufgefahrne Untersuchungsstrecke. Ihren ersten Teil hat Ampferer beschrieben. Das Haselgebirge fällt auch hier nordwärts. Es grenzt bei 180 m mit einer ausgeprägten, 55 Grad nordfallenden Störung gegen anthrazitisch glänzende verruschelte Schiefer mit Dolomitrocken. Anschließend werden gleichfalls dunkle, feinschichtige Mergel verquert und dann eine weitere nordfallende Glanzschieferstörung, jenseits welcher rotgrau gebänderter Kalk mit einer Hornsteineinlage (Jurakalk-Schuppe?) eine kleine Mulde bildet. Bei 230 m wird der Südflügel dieser Mulde abermals durch eine Glanzschieferstörung abgeschnitten. Von hier aus ist die Strecke noch 300 m weit gegen Süden vorgetrieben worden. Sie steht auf die ganze Länge in hellem, massigem Hallstätter Kalk und Dolomit. Im ersten Abschnitt desselben wird eine Kluft durchquert, aus welcher eine Schwefelquelle entspringt. Es ist dieselbe Quelle, die früher an der entsprechenden Stelle im Jakobberg-Horizont aufgetreten war. Ein Teil des Schwefelwassers tritt auch an der Grenzstörung von Haselgebirge gegen Kalk in dem am westlichsten gelegenen, parallelen, aber kürzeren Untersuchungsquerschnitt des Wolfdietrich-Horizontes an, der darum den Namen Stinkend Wasserl-Querschlag erhalten hatte. Schon Schauburger hat in einem Bericht darauf hingewiesen, daß das verbreitete Auftreten des Schwefelwassers das bedeutende Ausmaß der Südrandstörung beweist.

Den Ostrahmen durchqueren der Jakobbergstollen und der Wolfdietrichstollen. Der Jakobbergstollen durchfährt nahe von seinem Mundloch eine kleine Haselgebirgsmulde, die offenbar einen Lappen aus dem Hangenden bildet, da der darunter verlaufende Wolfdietrichstollen auf kein Haselgebirge trifft. Darauf folgt bis 200 m ein dichter grauer Kalk, der tektonisch beansprucht ist. Zwischen 250 und 510 m liegt ein schichtungsloser, massiger, etwas hackig brechender, sehr heller Kalk, welcher jedenfalls der Hallstätter Fazies angehört. Von hier bis 570 m ist dieser Kalk rot geflasert und wird von roten und grünen Glanzschieferlagen durchsetzt, welche offenbar Einpressungen von Werfener Schiefen sind. Bei 570 m liegt eine 1 m starke Störungskluft, die von schwarzem Glanzschiefer erfüllt ist. Von hier an

westwärts kommen wechsellagernd graue Tonmergel und graue Kalke, die der Oberjura-Unterkreide-Serie angehören. Schichtungsloser, hellgraugelber Kalk mit zwei Einpressungen von schwarzgrauen und z. T. roten Werfener Schiefeln liegt zwischen 650 und 800 m. Dann kommen bis zur Haselgebirgsgrenze, welche bei 1200 m liegt, wieder die grauen Kalke und graugrünen Mergel, in plattigen Bänken von 10—20 cm Stärke wechsellagernd und tektonisch gestört. Es sind Unterkreide-Schichten (Schrambachkalke), die flach unter das Haselgebirge einfallen.

Der lange Wolfdietrichstollen durchquert von seinem Mundloch auf rund 1800 m Länge einen meist massigen, selten undeutlich geschichteten, hellgelblichgrauen oder grauen Kalk und Dolomit. Der Dolomit ist aus dem Kalk durch Metasomatose hervorgegangen, wie kennzeichnende krumme Grenzen zwischen beiden Gesteinen z. B. bei 500 m zeigen. Ursprünglich brecciöse Strukturen geben sich dadurch zu erkennen, daß bankweise rundliche helle Kalkbrocken in grauem Kalk eingebettet liegen und ganz gleichartig an anderen Stellen helle Dolomithrocken in grauem Dolomit. Bei 1800 m durchsetzt den hellen Kalk eine mit schwarzem Schiefer gefüllte Störungskluft und bald westwärts kommt eine Wechsellagerung von Kalkbänken und graugrünen Tonen, welche wieder zur Oberjura-Unterkreide-Serie gehört. Diese Folge ist hier weniger mächtig als auf Jakobberg und wird nach etwa 100 m durch das Haselgebirge abgelöst.

Der Westrand des Salzgebirges wird durch die Stinkend Wasserl Schachtricht im Jakobberg-Horizont erreicht. Mit 60—70 Grad fallen die Salzbänder des Haselgebirges ostwärts ein und ebenso gelagert sind dahinter die Glanzschiefer mit Dolomitbrocken und schließlich helle, massige Kalke.

In die Nordrandzone des Salzgebirges schließlich — oder nur in eine salzarme Einlagerung — führt die schon im vorigen Abschnitt erwähnte Dunajewski Schachtricht im Georgenberg-Horizont. Etwa die ersten 100 m werden von Haselgebirge eingenommen, welches anfangs flach liegende, später steil südfallende Salzschieften enthält. Dann folgt nordwärts fast salzfreies Tonhaselgebirge mit viel rotem Werfener Schiefertone und zahlreichen Anhydritschuppen, welche 1—2 m stark werden können. Diese mächtige Serie fällt mit 60—80 Grad südwärts und wird von mir mit der Werfener-Anhydrit-Serie der Bohrungen verbunden. Im letzten Abschnitt der Strecke kommt nochmals rotes Steinsalz.

### **Die Stellung der Salzlagerstätte im Gebirgsbau.**

Zwei Ansichten über die regional-tektonische Stellung des Hallein-Berchtesgadener Salzgebirges stehen sich extrem gegenüber, andere Auffassungen vermitteln. Das Problem besteht in ganz ähnlicher Weise auch für die anderen alpinen Salzvorkommen.

Die maßgeblichen Aufnahmegeologen der österreichischen Kalkalpen, O. Ampferer und E. Spengler, weisen der aus Haselgebirge und Hallstätter Kalk zusammengesetzten Einheit, der sogenannten Hallstätter Decke, eine hohe tektonische Stellung im alpinen

Deckengebäude zu. Diese Decke liegt nach diesen Forschern über den jünger-mesozoischen Schichten der tirolischen Decke und ist nur in kleineren und größeren isolierten Deckschollen erhalten. Zu den größeren Deckschollen gehören die alpinen Salzberge. Für den Halleiner Salzberg im besonderen hat Ampferer (1936) klargelegt, daß der tirolische Dachsteinkalk des Hohen Göll nach Norden mit einer großen Flexur und mit Staffelbrüchen absinkt, so daß die höheren Schichtglieder der tirolischen Decke, Oberjura und Unterkreide, in der Muldenzone zwischen dem Roßfeld und Gartenau erscheinen. Auf den Unterkreidemergeln des Roßfeldes liegen nun einige kleine Deckschollen, bestehend aus Haselgebirge und Dolomit, welche nach Ampferer unzweifelhafte Reste der Hallstätter Decke sind und als Modell für die nahe nördlich davon auch im Jura-Kreidegebiet gelegene Hallein-Berchtesgadener Scholle aufzufassen sind. Die Untersberg-Decke im NW hat als höhere Schubmasse auch die Hallstätter Decke überfahren und dabei weiter zerlegt und zertrümmert.

Demgegenüber haben E. Seidl und sein Mitarbeiter R. Plank die kalkalpinen Salzberge durchwegs für Aufbrüche gehalten, die an Zerrüttungszonen aus der Tiefe hochgepreßt wurden. Tief unter den kalkalpinen Decken befände sich ein mehr oder weniger zusammenhängendes, mächtiges salzführendes Schichtsystem. Gerade für Hallein wurde dies auch im Hinblick auf angestrebte Tiefenaufschlüsse betont. Auch L. Kober sieht in den Salzbergen Aufbrüche, die aus der nach seiner Auffassung etwas tiefer liegenden Hallstätter Decke gespeist werden. K. Leuchs und F. Trauth schließlich erklärten die Hallein-Berchtesgadener Masse für faziell und tektonisch im wesentlichen bodenständig und nur durch lokale randliche Überschiebungen von der tirolischen Fazies getrennt.

Die Detailaufnahme der Grube und die Auswertung der seitherigen neuen Aufschlüsse lassen erkennen, daß keine der Theorien in einfacher Weise zutrifft. Immerhin sprechen gewichtige Gründe für das Prinzip der Ampfererschen Auffassung.

Jede Deutung der Lagerungsverhältnisse wird den vorerwähnten Hallstätter Deckschollen auf der Roßfeld-Kreide und im Königsseegebiet Rechnung tragen müssen. Im selben Sinne spricht, daß die Bohrungen III und II unter dem Salzgebirge und den Werfener Schiefen in Oberjura-Unterkreide-Kalk gestoßen sind und daß auch Jakobberg- und Wolfdietrichstollen die Jurakreidekalke unter dem Haselgebirge durchfahren. Eine Unterlagerung der Hallstätter Serie des Hallein-Dürnberger Salzberges durch Oberjura-Unterkreide-Schichten der tirolischen Decke im Sinne der Voraussagen Ampferers ist also zum Teil direkt nachgewiesen.

Dennoch kann eine flache und einfache Deckenauflagerung nicht vorliegen.

Gegen eine solche spricht erstens die am Anfang beschriebene zunehmende Steilerstellung der Bewegungsbahnen mit der Tiefe in der Grube, während bei Annäherung an eine flache Basisüberschiebung das Gegenteil zu erwarten wäre. In den Bohrungen allerdings stellen sich die Neigungswinkel wieder flacher, aber doch keineswegs hori-

zontal. Auch im Salzbergwerk von Berchtesgaden, welches südwestlich vom Dürrnberg und tiefer liegt, zeigen gerade die tiefen Aufschlüsse (500 m Meereshöhe) sehr steiles Einfallen. All dies spricht für das im ersten Kapitel erwähnte Unterlauchen des Salzgebirges nach SW (bzw. für einen Salzaufstieg aus SW).

Westlich der Berchtesgadener Ache legt sich die Untersberg-Decke (Reiteralm-Decke, hochjuvavische Decke) über das Salzgebirge. Auf die Überschiebung durch diese gewaltige Kalkmasse ist nach Ampferer die starke Zertrümmerung des Haselgebirges und seine Verknüpfung mit Schollen von Hallstätter Kalk, Dolomit und Glanzschiefer zurückzuführen. Eine Folge dieser Überschiebung ist sicher auch die Verflachung des Haselgebirgsgefüges in den oberen Grubenhorizonten des Dürrnberges. Die Profile auf Tafel III lassen diese Ausplättung deutlich erkennen.

Gegen die einfache Formel: Hallstätter Decke über Jura-Kreide-Kalk sprechen ferner die Verhältnisse im Jakobberg- und im Wolfdietrichstollen, welche in Hallstätter Kalk und Dolomit aufgefahren sind, der zum Teil unter dem Jurakalk liegt. Man muß also hier zur Wahrung der Grundvorstellung eine sekundäre Verschuppung annehmen (siehe Tafel III).

Besonders interessant für die Deutung des Gebirgsbaues sind die gegen Ende des Krieges geschaffenen Aufschlüsse des U-Verlagerungswerkes am Eggl Riedl unmittelbar westlich von Hallein<sup>1)</sup>. Diese U-Verlagerungstollen sind in den Jurakalkrücken des Eggl Riedl hineingetrieben, welcher nach Ampferer der steilgestellte Ostrand der Jura-Kreidemulde sein soll, in die das Salzgebirge von oben hineingeschoben worden sei. Die gegen Westen vorgetriebenen Stollen durchörterten zuerst westfallenden Unterkreidemergel, dahinter, also überlagernd, westfallenden Oberjurakalk, aber bald dahinter, wie schon Dr. Hauser feststellte, steilgestellte Glanzschiefer, rote Werfener Schiefer und Gipsadern — und das überraschenderweise an Stellen, wo übertage Jurakalk ansteht. Man gewinnt also den Eindruck, daß die Juraschüssel „durchlöchert“ und mit Haselgebirge injiziert worden ist, sei es von unten oder schräg von Westen, von der Reinbachstörung her. Die Reinbachstörung trennt den Jurakalk des Eggl Riedl vom Hallstätter Kalk des Wolfdietrichberges. Vom Wolfdietrichberghaus aufwärts schließt der tief eingeschnittene Reinbachgraben in der Talsohle einen schmalen Streifen von Haselgebirge auf. (Er ist auf dem Blatt Hallein—Berchtesgaden gar nicht, auf der Skizze des Hauserschen Berichtes zum kleinen Teil verzeichnet.) Vermutlich handelt es sich um schräg hochgepreßtes Haselgebirge an der Grenze beider Decken.

Alle diese Verhältnisse sind in dem Längsprofil (Tafel III) dargestellt. Dem Profil, welches naturgemäß sämtliche Aufschlüsse und neuen Ergebnisse berücksichtigt, ist die Ampferersche Vorstellung zugrunde gelegt. Allerdings mußten, um den Beobachtungen gerecht

<sup>1)</sup> Herr Dr. O. Hauser hatte als technisch beratender Geologe seinerzeit bei den Verlagerungsarbeiten mitgewirkt und mir freundlicher Weise seine interessanten Aufnahmeergebnisse zur Verfügung gestellt. Ich konnte dann die Stollenaufschlüsse zum großen Teil selbst noch besichtigen.

zu werden, Einmuldungen und einseitige Aufschuppungen der Deckengrenze angenommen werden. Das plastische Salzgebirge hat sich bei diesen Vorgängen beweglich verhalten und ist injektiv noch weiter vorgedrungen. Gegen SW taucht die Decke tief ein. Ob dies tektonisch verursacht ist, oder, wie Herr Hofrat Ampferer in einer freundlichen brieflichen Stellungnahme dem Verfasser dieser Zeilen gegenüber geäußert hat, auf den Einschub der Hallstätter Decke in eine tiefe Reliefdepression oder tirolischen Unterlage zurückzuführen ist, bleibt offen.

Wir entscheiden uns somit für die Auffassung, daß das Salzgebirge auf einer Jura-Kreide-Unterlage der tirolischen Decke liegt, allerdings in diese mehrfach eingemuldet, mit ihr verschuppt und injektiv besonders bewegt.

Es soll aber nicht verbehlt werden, daß das Längsprofil auf der Tafel III unschwer auch im Sinne von Haselgebirgsaufbrüchen an zwei Stellen umgezeichnet werden könnte. Auch die Position der Hallstätter Einheit innerhalb des Jura-Kreide-Gebietes ist nach der alten geologischen Spezialkarte nicht eindeutig synklinal, wie es bei einer Deckscholle zu erwarten wäre, sondern eher durch eine von Jura ummantelte Spezialaufwölbung innerhalb des tektonischen Tiefgebietes gekennzeichnet. Doch würde die (auch bedenkenreiche) Annahme eines Hallstätter Aufbruches sofort die Frage der verschiedenen kleinen Hallstätter Deckschollen aufwerfen, welche dann wohl als Deckschollen der Untersberg-Decke angesprochen werden müßten. Der ganze Fragenkomplex verlangt dringend eine Neuaufnahme des Blattes Hallein—Berchtesgaden.

Eine Erkenntnis aber ergibt sich unzweifelhaft aus dem Vorigen, vor allem aus dem in den U-Verlagerungsstellen beobachteten SW-Fallen, also der Oberkippen von Jurakalk auf Unterkreidemergel, sowie aus dem weiten Übergreifen des Haselgebirges gegen NO: eine Nordostbewegung („Nordost-Vergenz“) im Hallein—Dürrnberger Gebiet. Die Gesamtform des Haselgebirgskörpers und die Unsymmetrie der Jura-Kreide-Mulde zeigen das an. Im allgemeinen sind ja die Querbewegungen in den Alpen gegen Westen gerichtet. Wie hier der abweichende Bewegungssinn in die allgemeinen tektonischen Vorstellungen einzuordnen ist, sei den mit den Kalkalpen vertrauteren Fachgenossen überlassen. Ostvergenz kommt wohl auch am SW-Rand des Beckens von Gosau vor.

### **Das tektonische Gefüge des Haselgebirges.**

Die Frage des Bewegungssinnes des Salzgebirges könnte wahrscheinlich durch systematische Untersuchungen mit den Methoden der Sander-Schmidtschen Gefügekunde geklärt werden. Dabei wird hier weniger an mikroskopische als an makroskopische („klein-tektonische“) Betrachtung gedacht. Aber auch diese erfordert umfangreiche Vorstudien über die Deutung typischer Bewegungsbilder und vielfach auch umfangreiche Präparatherstellung, etwa durch das Heraussägen von Salz- oder Haselgebirgsblöcken, damit täuschende

Zufälligkeiten des Schnittes mit irgendeiner glatten Stollenwand ausgeschaltet werden.

Für das norddeutsche Salz liegen mechanische Verformungsstudien von E. Seidl und F. Lotze vor, für das alpine eine sehr inhaltsreiche Abhandlung von O. Schauberg (1931) über die Fließstrukturen im Hallstätter Salzlager. Es wäre sehr begrüßenswert, wenn Herr Bergrat Schauberg seine seither darüber gesammelten reichen Erfahrungen veröffentlichen würde.

Vonnöten aber wäre für die Gewinnung einer regional-tektonischen und zeitlich-tektonischen Erkenntnis die strenge, raumorientierte Gefügeanalyse nach Sander, welche allein die übereinander geprägten, verschieden orientierten Beanspruchungspläne herauszuschälen ermöglicht. Dazu bedarf es vorerst der genetischen Erklärung der häufigsten Erscheinungen.

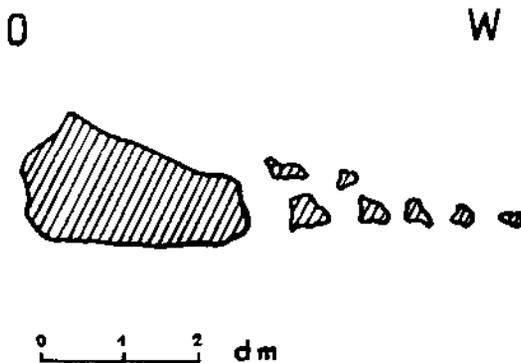


Abb. 3.

Brockenschwanz eines Toneinschlusses im Salz.

Was hier gebracht wird, sind nur Anregungen zu solcher Untersuchung.

Die Einschlüsse von Ton- und Anhydritbrocken im Salz zeigen nicht selten die schon von Schauberg vermerkte Doppelkeilform und einseitigen Brockenschwänze (Abb. 3). Wenn diese in ihrer Symmetrie „polare“ Erscheinung in einer Ebene, die senkrecht zum Streichen des umfließenden Salzes, also in einer ac-Ebene, beobachtet werden kann, dann ist sie zweifellos als eine Folge der Strömung zu bewerten. Der Rückschluß auf den Richtungssinn der Strömung ist aber noch unsicher. Würden die Brocken mit dem Salz, aber schneller als dieses geflossen sein, so würden die Schwänze die Rückseite anzeigen. Das wäre höchstens dann denkbar, wenn die Brocken durch seitlichen Druck infolge ihrer Keilform im Salz vorgequetscht würden — ein für längere Wanderungen schwer vorstellbarer Vorgang. Schauberg nimmt umgekehrt an, daß das bewegliche Salz schneller fließt als die Einschlüsse, diese demnach eine relativ gegenläufige Bewegung ausführen. Für diese Relativbewegung liegt der Brocken-

schwanz hinten, für die Gesamtbewegung aber vorne; er würde in die Richtung der allgemeinen Bewegung weisen.

In der Dürrnberger Grube zeigen die Brockenschwänze in der überwiegenden Mehrzahl gegen Westen oder Südwesten.

Vergleichsweise sind ähnliche Erscheinungen aus dem magnetischen Bereich interessant, da dort der Bewegungssinn meist zweifelsfreier ist. R. Balk (1931) beschreibt von den Adirondacks ein Syenitmagma, das im NO entsprungen und gegen SW aufgestiegen ist. In der zählenden Syenitschmelze drifteten früher erstarrte Einschlüsse von Gabbro und von Anorthosit, welche „Torpedoform“ haben und Brockenschwänze, die schräg nach NO und unten, also auch rückwärts weisen.

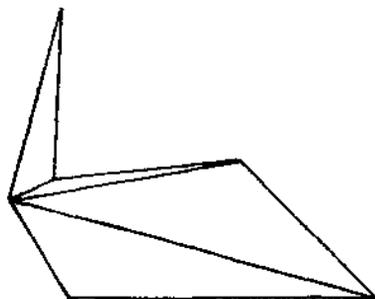


Abb. 4.

Diagramm der Einregelung der längeren Achsen von Toneinschlüssen in die (hier horizontale) Fließbänderung des Salzes im Schnitt senkrecht auf das Streichen. (Dreidimensional betrachtet sind es die mittleren Achsen.)



Abb. 5.

Regelung von Tonbrocken nach ihrer inneren Feinschichtung.

Beobachtung von Einschlüssen im fließenden Gletschereis wären zu empfehlen. Es ist besser, die Erscheinung vorerst bei bekanntem Bewegungssinn vergleichend zu beobachten, als deduktiv den Bewegungssinn abzuleiten.

Auch sonst erfolgt die Einregelung der Tonbrocken nach verschiedenen Prinzipien. Die längste Achse liegt meist im Streichen, die mittlere im Fallen. Das ist gerade bei den ganz großen, plattigen Tonchieferschuppen, an denen die Strecken oft ausbrechen, deutlich.

Bei kleinen Einschlüssen kommen quere Lagen, z. T. offenbar durch Rotation in Salzwirbeln bedingt, häufiger vor. Eine statistische Einregelung der mittleren Achsen in die Fließbänderung des Salzes zeigt Abb. 4. Es ist das also eine „Regelung nach der Korngestalt“.

Es gibt aber auch eine Erscheinung, die der „Regelung nach dem Kornbau“ entspricht. Die schwarzen Schiefer-tonbrocken zeigen oft eine Feinschichtung, primär an einer schwachen Farbänderung erkennbar, sekundär durch infiltriertes weißes Blättersalz nachgezeichnet. Die Feinschichtung ist vielfach innerhalb eines und desselben Bereiches gleichgerichtet, auch dann, wenn die Brocken selbst der Form nach quer liegen (Abb. 5).

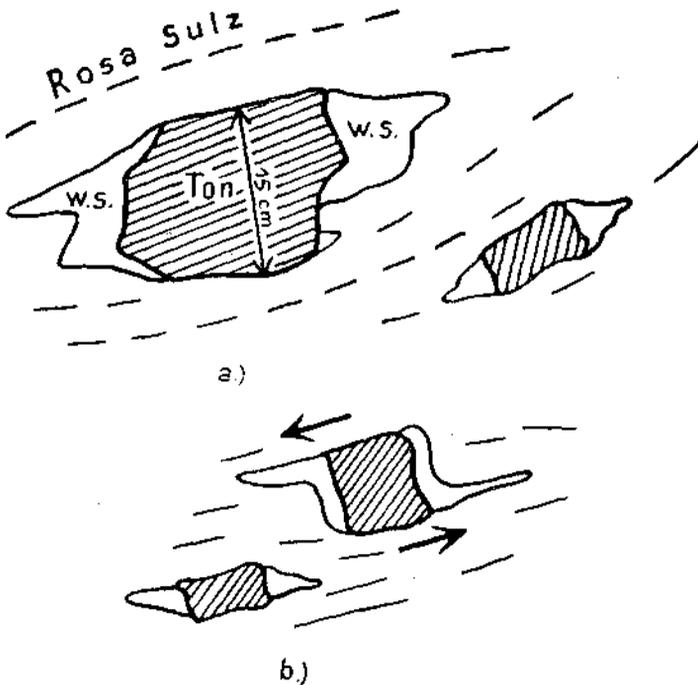


Abb. 6.

a) rhombische Symmetrie der Anlagerung von weißem Lösungsumsatzsalz in Streckungshöfen um Tonbrocken. b) monokline Symmetrie der Anlagerung

Neben der Infiltration von Salz in der Feinschichtung gibt es auch eine solche senkrecht dazu. In der Sigmundrolle liegen Brocken, wo die Schichtung durch weißes, die Querklüftung durch jüngeres rotes Salz markiert ist.

Kennzeichnende Symmetrieverhältnisse ergeben sich bei den Streckungshöfen um Tonbrocken, welche durch weißes, neugebildetes Salz gefüllt sind. Normalerweise liegt dieses Salz beiderseits in den „Augenwinkeln“ der Einschlüsse (Abb. 6 a), zeigt also im ac-Schnitt (der Ebene senkrecht zum Streichen) rhombische Symmetrie. Nahe der Plenner Schachtricht finden sich im Salz Tonbrocken mit monoklin

symmetrisch angeordnetem Lösungssalz (Abb. 6 b)<sup>2)</sup>. Die Erklärung ist vermutlich in einem Darübergleiten der angrenzenden Salzlagen (Gleitlamellen) zu suchen, welche durch Reibung die darunter liegenden Partien der Einbettung, die eigentlich im „Strömungsschatten“ liegen, etwas mitgeschleppt haben, so daß an den senkrecht zu den Fließebenen liegenden Brockenwänden sich kleine Hohlräume oder Auflockerungsstellen gebildet haben, die durch weißes Salz ausgefüllt worden sind. Es ist das also die Folge einer Schiebung, deren Sinn eindeutig aus der Erscheinung ablesbar ist.

Wie oben betont, kann nur eine statistische Erfassung und Auswertung aller derartiger Gefügebilder die Rekonstruktion der großtektonischen Bewegungen ermöglichen. Auch das Kalkgebirge selbst sollte in eine solche gefügekundliche Aufnahme miteinbezogen werden.

#### Benützte Schriften.

O. Ampferer, Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1936.

R. Balk, Structural Geology of the Adirondack Anorthosite, Tschermaks min. petrograph. Mittlg. 1931.

O. Hauser, Die Untertagebauten der letzten Jahre im Land Salzburg. Salzburg 1947 (im Druck).

M. V. Lipold, Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. Jb. Geol. Reichsanst. Wien 1854.

O. Schauburger, Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzberg. Berg- u. Hüttenm. Jb. Leoben 1931.

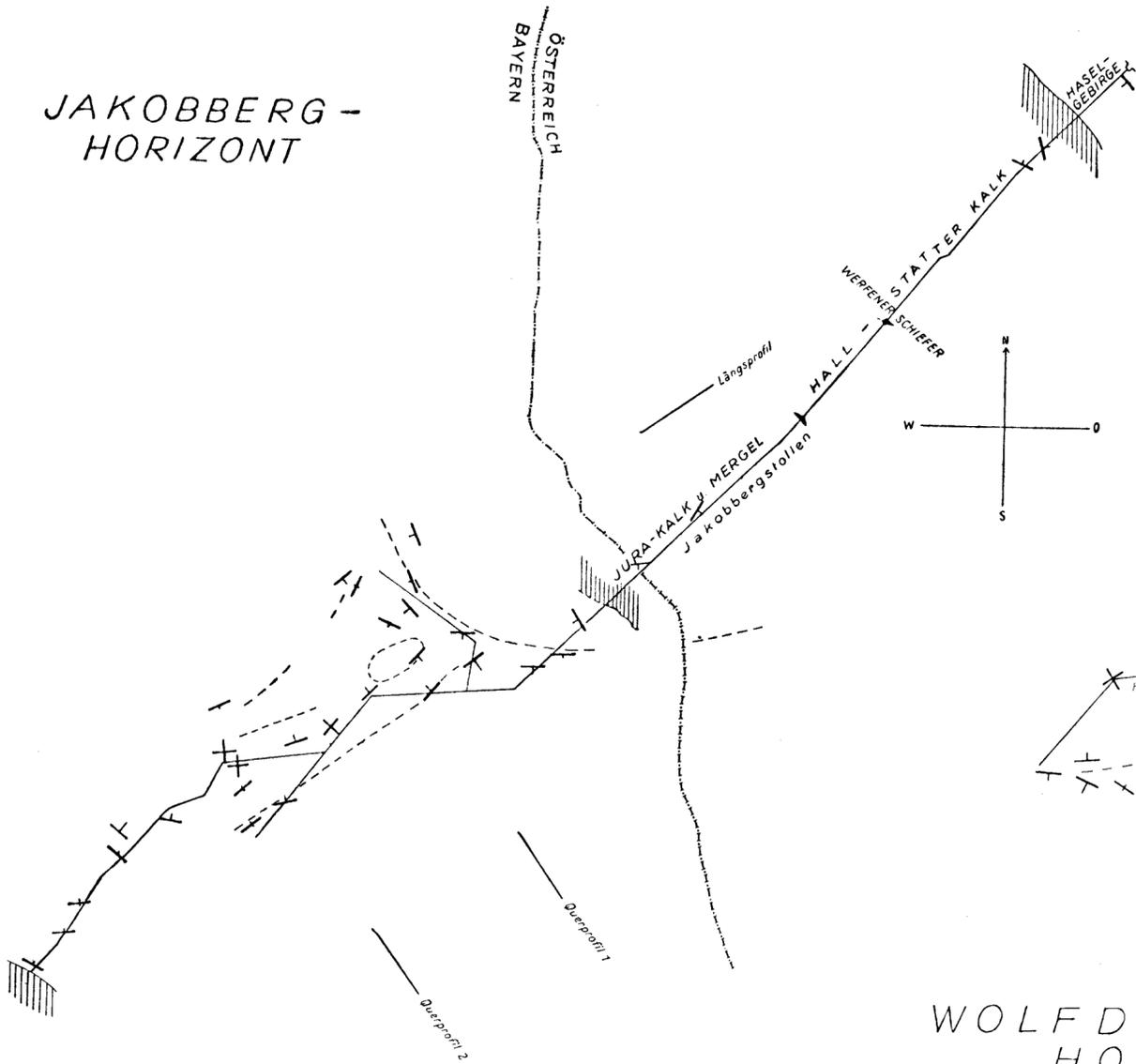
E. Seidel, Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalzgebietes. Zeitschr. Kali 1927.

F. Trauth, Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. Mittlg. Geol. Ges. Wien für 1936.

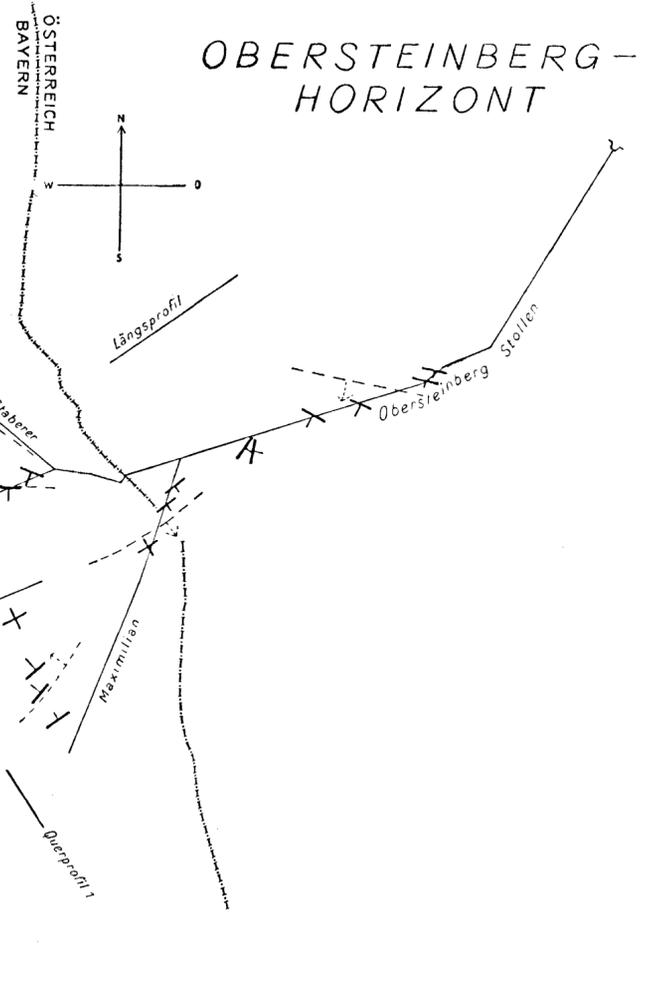
Geologische Spezialkarte der Österr.-ungar. Monarchie, Blatt Hallein-Berchtesgaden, aufgenommen von E. Fugger.

<sup>2)</sup> Auf Abb. 6 a hat es Rosa Salz statt Rosa Sulz zu heißen.

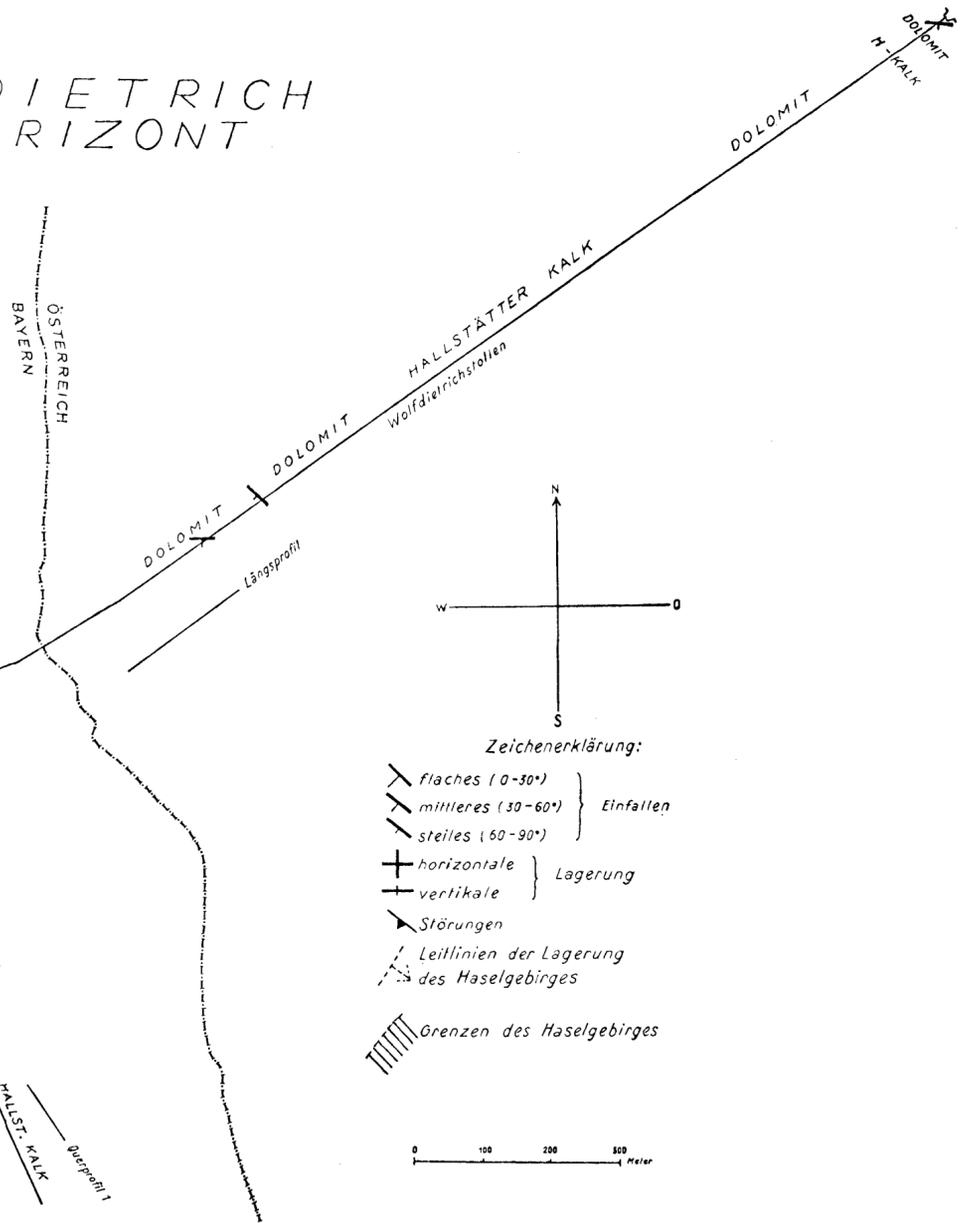
# JAKOBBERG-HORIZONT



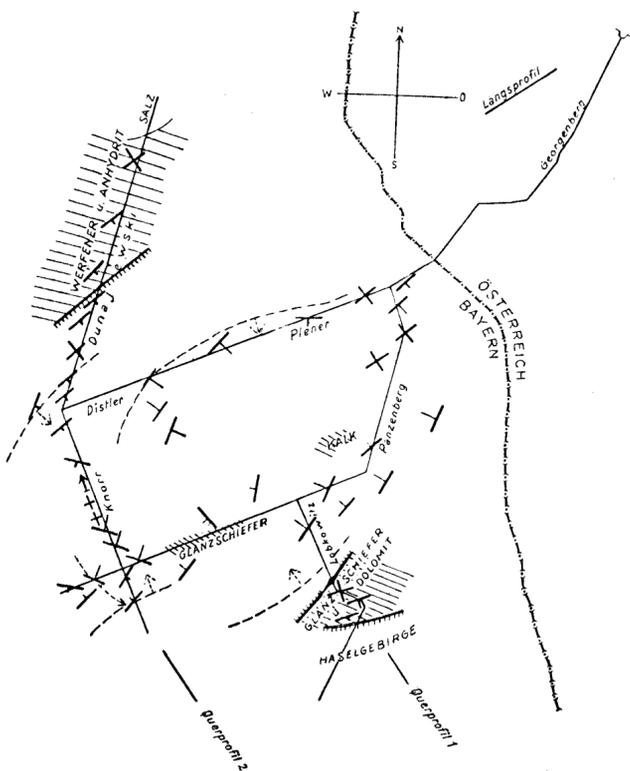
# OBERSTEINBERG-HORIZONT



# WOLFDIETRICH-HORIZONT



# GEORGENBERG-HORIZONT



**Zeichenerklärung:**

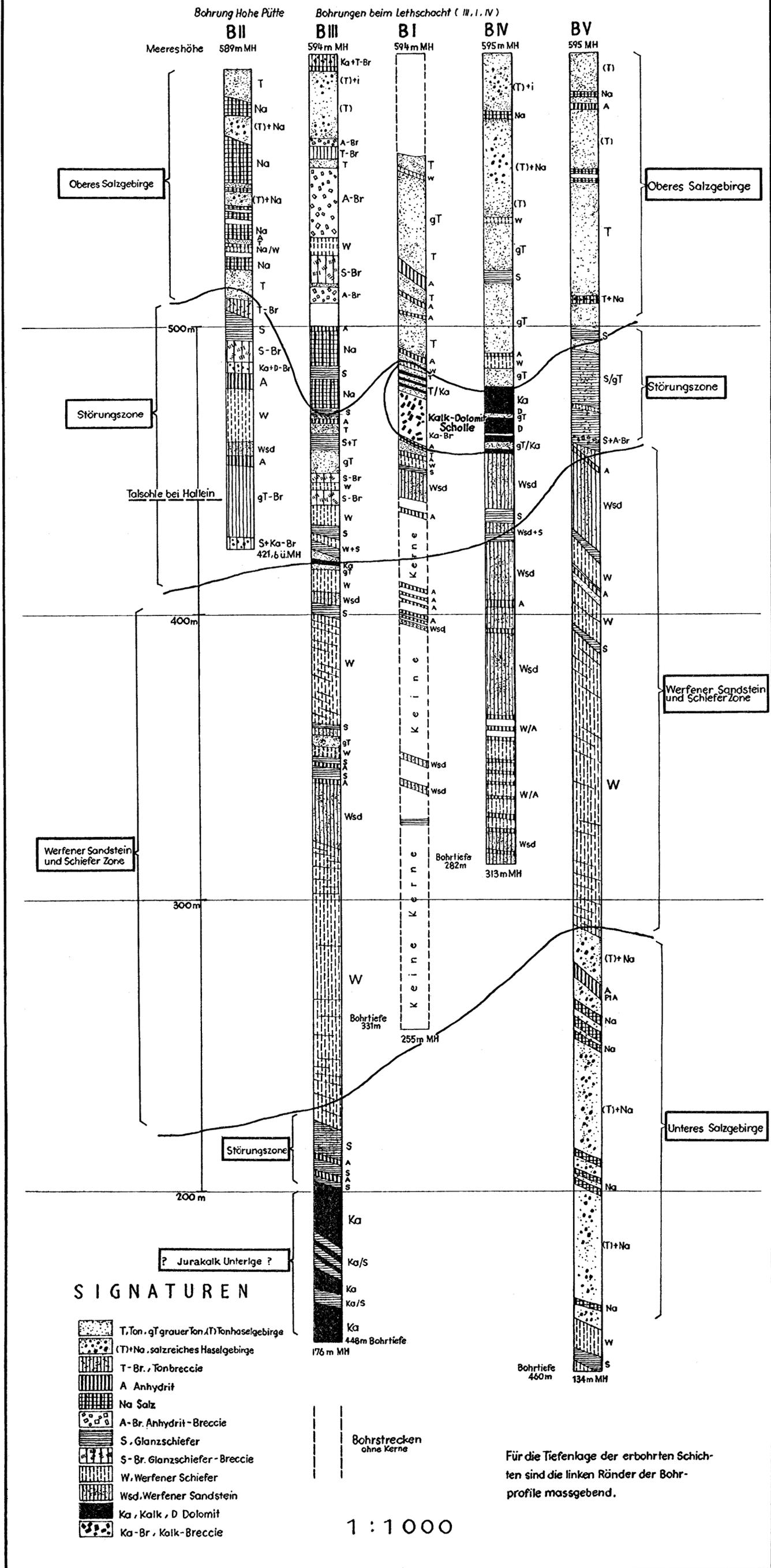
- flaches (0-30°) } Einfallen
- mittleres (30-60°) }
- steiles (60-90°) }
- horizontale } Lagerung
- vertikale }
- Störungen
- Leitlinien der Lagerung des Haselgebirges
- Grenzen des Haselgebirges

0 100 200 300 Meter

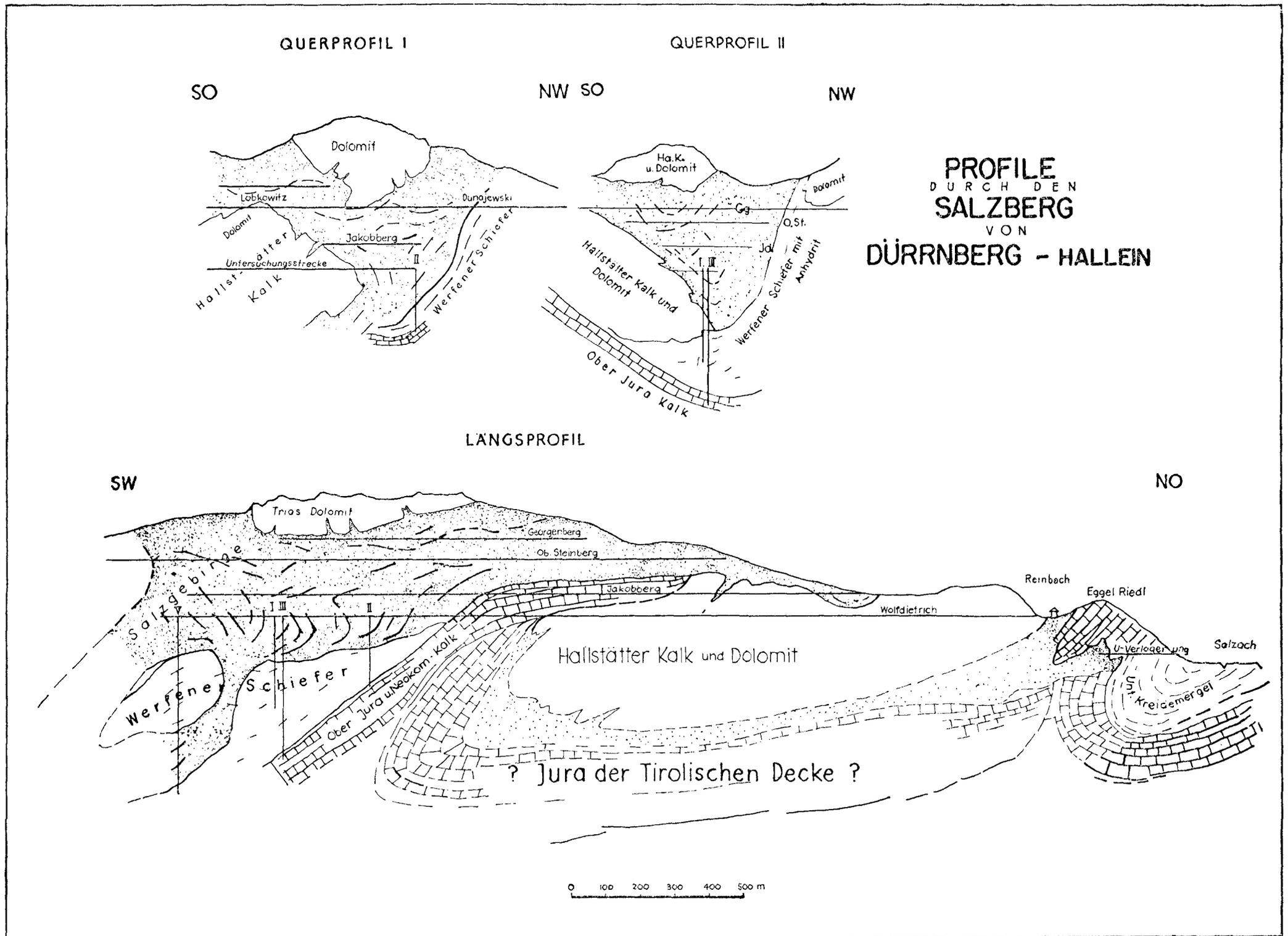
Tafel I. Pläne der Lagerung des Haselgebirges in vier Grubenhorizonten.

Bohrungen von der Wolfdietrich-Stollensohle

# HALLEIN



Tafel II. Profile der fünf Tiefbohrungen am Wolfdietrich-Horizont. (Die Schichtneigungen bei BI nach Ampferer, bei BII nach Schaubberger, bei BIII und BV nach eigenen Feststellungen. Für BIV liegt nur das Bohrprotokoll vor, in dem keine Neigungswinkel angegeben sind.)



Tafel III. Profile durch den Hallein-Dürrenberger Salzberg. — Der hypothetische tiefere Teil des Längsprofils ist schwach gezeichnet.



# Über einige Stücke der Liasflora von Steierdorf und der Keuperflora von Lunz.

Von Josef Langer.

Mit 9 Tafeln und 1 Textabbildung.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort . . . . .	21
<b>I. Die fossilen <i>Zamites</i>-Arten von Steierdorf . . . . .</b>	<b>22</b>
1. <i>Podozamites</i> Fr. Braun . . . . .	23
a) <i>Podozamites distans</i> (Presl.) Fr. Braun . . . . .	
b) <i>Podozamites haueri</i> Ett. . . . .	
2. <i>Zamites</i> Brong . . . . .	24
a) <i>Zamites schmiedehi</i> Sternh. . . . .	25
b) <i>Zamites gracilis</i> Kurr . . . . .	25
3. <i>Otozamites</i> Fr. Braun . . . . .	26
a) <i>Otozamites brevifolius</i> Fr. Braun . . . . .	26
b) Eine neue <i>Weltrichia</i> -Blüte . . . . .	27
c) Früchte nach Art der <i>Williamsonien</i> . . . . .	27
d) <i>Otozamites mandelslohi</i> Kurr . . . . .	28
e) <i>Otozamites veronensis</i> Zigno . . . . .	28
<b>II. <i>Dioonites</i> cf. <i>pennaeformis</i> Schenk . . . . .</b>	<b>29</b>
<b>III. Über zwei Stücke der Keuperflora von Lunz . . . . .</b>	<b>29</b>
1. <i>Pseudoptilophyllum tützei</i> Krasser . . . . .	
2. <i>Weltrichia keuperiana</i> Krasser . . . . .	
<b>IV. Ein neuartiges Blattfragment der Karbonflora . . . . .</b>	<b>30</b>

## Vorwort.

Die Natur ist reich und schier unergründlich in der Fülle und Mannigfaltigkeit der Blattgebilde. Diesen Formenreichtum, der das Ergebnis ungezählter Gestaltungsmöglichkeiten ist, richtig zu erfassen und auf all die feinen Abstufungen in Form, Umriß, Größe, Nervenverteilung, Farbenton etc. einzugehen, ist nicht leicht. Nur zu oft steht die Fähigkeit des Forschers vor Problemen, die nur unter Zuhilfenahme fertiger Merkmale, d. h. von Zweigen mit Blüten oder Früchten zu lösen sind.

Weitaus schwieriger gestaltet sich die Untersuchung und Beurteilung fossiler Pflanzen und Pflanzenteile. Größenunterschiede und formale

Abweichungen verschleiern die Erkennungswerte und wenn es sich um Formen ein und derselben oder verwandter Arten handelt, müssen Maßverhältnisse herangezogen werden, um in der Aufspaltung nicht zu weit zu gehen. Dazn kommt, daß sich die Vergleichsmomente zur Feststellung artverwandter, beziehungsweise artfremder fossiler Pflanzen zumeist nur auf Tracht und Nervenanlage erstrecken, wofern nicht jeder Mangel an Behelfswerten dem Urteile Schranken setzt. Neuzeitliche Gewebeuntersuchungen bieten manch wertvolle Hinweise, aber auch sie unterliegen nicht selten gewissen Unzulänglichkeiten und sind nebst der Gefährdung des Objektes mit zeitraubenden Vorarbeiten verbunden. Zudem wäre es weit gefehlt, in der Gewebebedeutung allein aller Rätsel Lösung zu sehen. Die Pflanze ist ein organisches Gebilde und muß wie jedes derartige Wesen als Ganzes betrachtet werden; das gilt nicht nur für rezente Pflanzen, sondern weit mehr noch für fossile. Ja, gerade bei fossilen Pflanzen muß die Beurteilung infolge beschränkter Erkennungswerte zurückhaltender sein als dort. Ihre Anschauungsgebilde sind tot und können nur selten durch namhafte Belegstücke erwiesen werden. Dazn kommt, daß die Paläobotanik, die eine Wissenschaft jüngerer Zeit ist, es mit Formen zu tun hat, die der Gegenwart vielfach fremd sind. Grund genug, hier bei aller Sachlichkeit große Vorsicht walten zu lassen. Die Nervenanlage allein sagt zu wenig und das Gewebe allein kann unter Umständen zu großen Irrungen Anlaß geben. Nur die Pflanze als Ganzes in das Blickfeld der Untersuchung gestellt, gibt ein nahezu vollständiges Bild der Art. Entwicklungsgeschichtliche Momente spielen eine nicht zu unterschätzende Rolle.

Ähnlich wie mit einfachen Blattgebilden verhält es sich mit zusammengesetzten, wie z. B. den Fiederblättern; nur daß hier die Form der Rachis und die Anheftungsweise der Fiederchen die Eigenart der Pflanze bestimmen. Zwei Klippen sind zu vermeiden: zu weitgehende Aufspaltung der Arten und zu großzügige Zusammenfassung, wo vernünftige Trennung anzuraten wäre. Weit mehr als diese Unzulänglichkeiten schaden der Wissenschaft die vielen unbegründeten Neubennungen. Es gibt Fälle, wo solche Änderungen zweckdienlich sind; solange aber Unsicherheiten bestehen, sollte man schon aus Gründen der Pietät darauf verzichten und die hergebrachten Benennungen beibehalten.

### I. Die fossilen *Zamites*-Arten von Steierdorf im Banat.

Tracht und Nervenanlage sind die Erkennungswerte, die für artverwandte, beziehungsweise artfremde fossile Pflanzen zu sprechen pflegen. Welche Gedanken jedoch bei der Erfassung der fossilen *Zamites*-Beblätterung leitend waren, ist schwer zu sagen. Es hat den Anschein, als ließen die Begriffe über diese Arten gewisse Unsicherheiten erkennen. Ursache davon ist wohl an erster Stelle der fast gänzliche Mangel an brauchbarem fertilen Material. Dann sind die formalen Unterschiede zwischen einigen Gruppen so bedeutend, daß auch eine Aufspaltung im Sinne Zittels nichts zu ändern vermag. Besonders sind es zwei Gruppen: *Podozamites distans* (Presl.)

Fr. Brann und die anderen *Zamites*-Arten, wie z. B. *Zamites schiedeli* Sternb. oder *Otozamites mandelstohi* Knrr, die einander gegenüberstehen, wie in einem artfremden Gewande. Der Gedanke ist nicht neu. Er tritt jedem Phytopaläontologen bald da und bald dort in der Literatur entgegen und schließlich empfindet doch jeder den Riß zwischen den beiden Gruppen. Man vergleiche z. B. das Original-Exemplar August Schenks auf Tafel XXXVII, Fig. 1, mit irgend einer Fieder der *Zamites*- oder *Otozamites*-Arten. Ferner beachte man die Ausführungen Zittels (1890, S. 217—218), oder Schenks (1867, S. 160; Taf. XXXVI, Fig. 3), der sich ähnlich, wenn auch vorsichtiger, darüber äußert. Schuster (1911, S. 17—19; Taf. 6—7) bringt die Fiederblätter von *Otozamites brevifolius* Brann mit den *Weltrichia*-Arten in Verbindung. Nathorst (1878) läßt gleichfalls seine Bedenken durchblicken. Daß Schenk die eine dieser Pflanzen (*Podozamites distans* Braun) als den Typus der Gattung *Zamites* bezeichnet, ändert an der Sachlage nichts, sondern besagt nur, daß dann die anderen *Zamites*-Fiedern zu revidieren sind. Einer solchen Durchsicht das Wort zu reden, wurden die einzelnen Typen neben sachlichen Erläuterungen noch zur Darstellung gebracht.

Zittel teilt die fossile *Zamites*-Beblätterung in folgende vier Hauptgruppen:

1. *Podozamites* Fr. Braun.
2. *Zamites* Brong.
3. *Glossozamites* Schimp (*Podozamites* Schenk).
4. *Otozamites* Fr. Braun (*Odontopteris* Sternb.).

Sie möge als Grundlage zur Beurteilung der Steierdorfer Fiedern dienen.

Zittel umreißt die erste Gruppe, *Podozamites*, folgendermaßen:

#### 1. *Podozamites* Fr. Braun.

Blätter klein, mit dünner Rachis, gefiedert, Fiederblättchen alternierend, entfernt stehend, mehr oder weniger aufwärtsgerichtet, aus allmählich verschmälerter oder kurz gestielter Basis elliptisch-eiförmig oder lanzettlich-länglich bis lineal, hie und da etwas gebogen; sich von der Rachis abgliedernd und meistens isoliert vorkommend; Nerven von der Basis an zweiteilig, oft sehr fein und gedrängt, parallel mit dem Rande verlaufend und an der Spitze des Blättchens konvergierend.

Ettingshausen verzeichnet aus Steierdorf zwei Arten dieser Gruppe (1852, Taf. I, Fig. 3 und Taf. II, Fig. 5):

- a) *Podozamites distans* (Presl) Fr. Braun (Taf. Ia).
- b) *Podozamites haueri* Ett. (Taf. Ib).

Daß die auf Taf. I, Fig. 3 und Taf. II, Fig. 5 der Ettingshausenschen Publikation zur Ansicht vorgelegten Pflanzen auch wirklich *Zamites*-Fiedern der Art „*distans*“ respektive „*haueri*“ sind, steht außer Zweifel. Ettingshausen hätte sie nicht zur Darstellung gebracht, wenn sie nicht dagewesen wären. In unserer Sammlung (Geologische

Bundesanstalt, Wien) sind sie jedoch ebensowenig vertreten, wie losgegliederte Blätter dieser Arten. Was auf den Platten zu sehen ist, sind ähnliche Blattgebilde, die aber mit *Podozamites distans* nichts zu tun haben. Ich wäre eher geneigt, sie für Fragmente von *Cyclopteris digitata* Brong. = *Baiera digitata* C. F. Braun, oder *Baiera taeniata* Schenk zu halten. Zum Glück können zwei vollständige Abdrücke dieser Art in natürlicher Verbindung zur Überprüfung geboten werden (Taf. II)<sup>1)</sup>.

Eine andere Frage ist jedoch die: Sind die Etti ngs h a u s e n'schen Originale auch wirklich zwei verschiedene Arten, oder stellen sie nur Altersunterschiede oder Formen ungleicher Ernährungsverhältnisse dar? Schenk hält sie für identisch und lehnt die Trennung ab (1867, S. 152). Ich schließe mich seinem Urteile an, denn ich bin der Meinung, daß Größenunterschiede von solchen Ausmaßen auch bei rezenten Pflanzen vorkommen und keine ausschlaggebende Rolle spielen.

Zum Vergleiche dieser Originale lasse ich die Maß- und Indexzahlen folgen.

*Podozamites distans* Fr. Braun.

Breite eines Blättchens	—	5 mm
Länge eines Blättchens	—	31 mm
Index etwas weniger als	—	$\frac{1}{6}$

*Podozamites haueri* Ett.

Breite	—	.9 mm	;	oder	—	8 mm
Länge	—	63 mm	;	oder	—	50 mm
Index	—	$\frac{1}{7}$	;	Index	—	$\frac{1}{6}$

2. *Zamites* Brong.

Die Charakteristik Zittels (S. 218) besagt folgendes:

Blätter klein oder mittelgroß, nur im Alter sich abgliedernd; Fiederblättchen an der Oberseite der Rachis mit einer Callosität angeheftet und am Grunde etwas zusammengezogen oder abgerundet, beinahe herzförmig, meistens gedrängt, länglich- und eilänglich-lanzettlich, spitz oder mehr oder weniger stumpf, ganzrandig, von fester Konsistenz, sich nicht abgliedernd; Nerven einfach und gegabelt, die mittleren parallel, nur an der Spitze divergierend, die seitlichen an den schmalwulstigen Rand verlaufend.

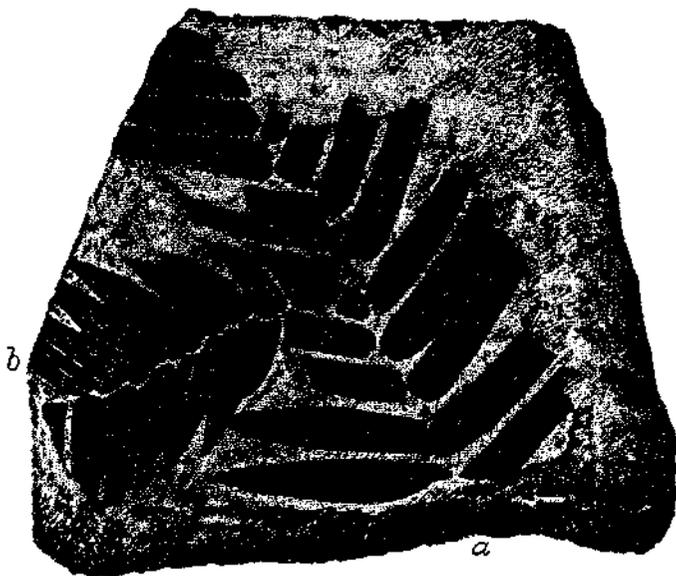
Das Steierdorfer Material lieferte einige Arten dieser Gruppe, unter denen besonders *Zamites schmiedeli* Sternb. hervortritt. Nach Sternberg wurde das Original-Exemplar im weißen Jura gefunden. Stur nahm das zum Anlaß, für die gleiche Pflanze aus dem Lias von Steierdorf eine Namensänderung „*Zamites andrae*“ vorzuschlagen (Verh. Geol. R. A. 1872, S. 345). — Ob mit Recht, muß man dahingestellt sein lassen. Auf jeden Fall ist sein Vorschlag unberücksichtigt geblieben. *Andrae* vereinigt unter diesem Namen eine Reihe von

<sup>1)</sup> Nach Prof. Dr. Goth an ähnelt die Keuperflora in vieler Hinsicht der Flora des unteren und mittleren Jura, als dessen häufigste Vertreter die ginkgoartigen Gewächse anzusehen sind. Er ist der Meinung, daß die *Baiera*-Arten die Vorläufer der Ginkgobäume sind (1909, S. 70—72).

Formen (1855; Taf. IX, Fig. 1—4), unter denen *Otozamites veronensis* Zigno durch seine Eigenart auffällt und unbedingt abzutrennen ist.

a) *Zamites schmiedeli* Sternb. (Taf. III a).

Der Typus von *Zamites schmiedeli* Sternb. stellt eine Fieder von bedeutender Länge und Breite, mit nach oben gerichteten, zugespitzten, schwach sichelförmig gebogenen, unten abgerundeten Fiederblättchen dar. Die Länge und Breite der Blättchen, die an der Oberseite der Rachis eingefügt sind, wechselt. Liegt ein solches Exemplar mit der Rückseite vor, so erinnert es an eine *Pterophyllum*-Fieder



a) *Zamites schmiedeli* Sternb.  
b) *Otozamites veronensis* Zigno

und kann leicht zu Fehldeutungen Anlaß geben. In diesem Falle bietet nur die halbrunde Rachis Anhaltspunkte zur richtigen Bestimmung. Lehrreich sind die Indexzahlen für diese und die abgetrennte Art (*Otozamites veronensis* Zigno).

Breite eines Fiederchens — 0·5—0·6 cm — Durchschnitt = 0·5 cm  
Länge eines Fiederchens — 3·0—5·0 cm — Durchschnitt = 4·0 cm  
Index =  $\frac{1}{8}$

b) *Zamites gracilis* Kurr.

Da wir einige Fiedern dieser Art unser eigen nennen, soll auch diese zierliche Pflanze nicht übergangen werden. Sowohl die Beschreibung, wie auch die bildhafte Wiedergabe bei Kurr (1846, S. 11;

Taf. I, Fig. 4) und Andrae (1855, S. 40; Taf. XI, Fig. 4 u. 5) lassen es außer Zweifel, daß es sich um einen Typ der Gattung *Zamites* handelt. Die Gründe, die Ettingshausen bestimmten, sie zu den Pterophyllen zu stellen (1855, S. 7; Taf. I, Fig. 1), sind nicht durchsichtig genug. Unsicher ist nur die Eingliederung in eine der oben angeführten Gruppen. Dem Entscheid Zittels folgend, soll sie bei dieser Gruppe belassen werden, obwohl Nervatur dafür und Blattform dagegen spricht.

*Zamites graciles* ist eine zierliche Pflanze mit dünner Rachis und dichtgestellten, lederartigen Blättchen, die sich seitlich berühren oder dachziegelartig decken. Da die Fiederchen an der Oberseite der Rachis, nahe der Mittellinie eingefügt sind und schief nach oben stehen, so ergeben die Berührungsstellen eine Zickzacklinie. Die untere Fiederkante schließt gegen die Spitze zu mit einer plötzlichen Verrundung ab und bildet mit der oberen einen spitzen Winkel, so daß das Fiederchen schief abgestumpft erscheint. Die dichtgestellten parallelen Nerven (zirka 10–12) sind nur in seltenen Fällen gut sichtbar.

### 3. *Otozamites* Fr. Braun.

Zittel gliedert die *Otozamites* in vier Untergruppen, von denen er die erste Gruppe folgendermaßen umreißt.

#### Erste Untergruppe.

Blätter schlank, lineal-lanzettlich, nach oben und unten allmählich verschmälert; Fiederchen dicht gedrängt, die Spindel, der sie fast aufliegen, vollständig oder beinahe bedeckend, mit dem Öhrchen übereinandergreifend, lineal- oder oval-lanzettlich, zugespitzt oder stumpf, hie und da leicht sensenförmig gebogen.

Als Grundform der ersten Gruppe bezeichnet er

a) *Otozamites brevifolius* Fr. Braun (Taf. IV).

Die imposanten Blattwedel dieser Art, die im Lias von Steierdorf reichlich vertreten sind, tragen dichtgestellte, schwach sichelförmig gebogene, nach oben gerichtete Fiederblättchen, die am oberen Blättchengrunde mit einem schwach ausgeprägten Öhrchen versehen sind. Die Blättchen sind an der Oberseite der Rachis, nahe der Mittellinie eingefügt, der Form nach lineal-lanzettlich und verdecken die Rachis fast vollständig. Die untere Fiederkante bildet am Ende des Blättchens eine flache Rundung und geht mit der oberen, mehr geraden, in eine Spitze aus.

Breite des Fiederchens	—	3 mm
Länge des Fiederchens	—	27 mm
Index	—	$\frac{1}{9}$

Diese Fieder scheint noch in anderer Hinsicht von Bedeutung zu sein. Ich fand außer zahlreichen Blattwedeln der *Zamites*-Arten auch mehrere Früchte nach Art der *Williamsonien* und zwei Blüten, die

nach Form und Aufmachung an jene rätselhaften Gebilde erinnern, die Schuster unter dem Namen „*Weltrichia*-Sporophyll“ (1911, S. 17—19; Taf. I—VI) in die Literatur eingeführt hat. Schuster meint, daß *Otozamites brevifolius* Fr. Braun und das *Weltrichia*-Sporophyll Teile ein und derselben Pflanze sind.

Es folgt nebst einer Federzeichnung eine kurze Beschreibung des Fossils:

b) Eine neue *Weltrichia*-Blüte (Taf. V).

Sie ist von oben nach unten flach zusammengedrückt, so daß der Becher in der Richtung der Lappenränder auseinandergedreht wurde. Es hat deshalb den Anschein, als wären einzelne Sporophyll-Blätter vorhanden. Der Sporophyllkreis zählt 20 Abschnitte von je 7 mm Breite. Ein stärkerer Mittelnerv (1911, S. 8) ist ohne Präparation und Aufhellung, was eine teilweise Zerstörung der Blüte bedeuten würde, nicht nachweisbar. Das gleiche gilt auch von den Synangien (Unterseite der Blüte). Die Spitzen des Sporophyllkreises (Lappenspitzen) fehlen bis auf drei. Diese sind nach innen gebogen und zeigen eine deutliche Kielbildung. Da die flach ausgebreitete Unterseite der Blüte zu sehen ist, tritt die Ansatzstelle des Bechers, beziehungsweise Stieles scharf hervor. Bei einem Durchmesser von 8 cm der ganzen Blüte entfällt auf die Ansatzstelle 1,5 und 1 cm. Sie besteht aus einem erhabenen, polsterartigen, mit einer Narbe versehenen Teil und einer ringförmigen, 2 mm breiten äußeren Vertiefung. Der Stielansatz, denn um einen solchen handelt es sich, ist der Form nach schwach elliptisch; von einer Cupula kann keine Rede sein. Kohlebelag ist reichlich vorhanden, was eine spätere genaue Untersuchung begünstigen würde.

c) Früchte nach Art der *Williamsonien* (Taf. VI).

Noch eine Frage bedarf der Klärung. — Unter der Liasflora von Steierdorf fand ich auch mehrere Früchte nach Art der *Williamsonien*, die ich mit der *Weltrichia*-Blüte in Verbindung bringe. Andrae (1855, S. 46; Taf. VIII, Fig. 2—4) bezeichnet sie kurz als *Carpolithes liasinus*, ein Name, der für gewisse Früchte eine Art Berechtigung hat, hier aber sicher unangebracht ist. Daß es sich um Früchte handelt, scheint mir die Tatsache zu bestätigen, daß fast alle in der Mitte eine narbenartige Vertiefung haben, wie es bei Früchten der Fall ist. Nur eins macht mich nachdenklich; es kommen auch solche vor, die stark auseinandergedreht sind, so daß man glauben könnte, sie hätten schon ursprünglich eine walzenförmige Gestalt gehabt. Für gewöhnlich sind sie jedoch von oben nach unten bis zu einer Dicke von 6—8 mm zusammengedrückt und haben einen Durchmesser von 2—8 cm. Sie unterscheiden sich von den Keuper-*Williamsonien* dadurch, daß sie eine glatte, mit schwacher Andeutung einer radialen Streifung versehene Oberfläche aufweisen, während jene eine lederartig gekörnte haben. Es wäre zu wünschen, daß sich die Vermutungen betreffs der Zusammengehörigkeit dieser Pflanzenreste bestätigten und daß die Fachwissenschaft diese Angelegenheit im Auge behielte und sich darüber äußerte.

### Zweite Untergruppe.

Fiederchen mit der ganzen Basis die Oberseite der Rachis bedeckend, beinahe vollständig lineal, schief abgerundet, abgestutzt, so daß der obere Rand in gerader Linie mit der Spitze endigt.

In diese Gruppe (*Otozamites*-Arten) gehört nach Feistmantel, *Zamites gracilis* Kurr (*Otozamites gracilis* Feistm. — Palaeont. Indica Ser. XI, 2), das aber von Zittel u. a. zu den *Zamites*-Arten gestellt wurde.

### Dritte Untergruppe.

Die dritte Untergruppe erhält ihre Sonderstellung durch folgende Merkmale. Blätter durchgehends ziemlich groß; Fiedern entweder am Grunde sich deckend oder frei, verhältnismäßig groß, mit sehr starkem Basilaröhrchen, breit lanzettlich, sensenförmig gebogen, von dicker, fester Konsistenz.

#### d) *Otozamites mandelstohi* Kurr (Taf. VII).

Eine der häufigsten und schönsten *Zamites*-Fiedern des Steierdorfer Florenbereiches ist unstreitig *Otozamites mandelstohi* Kurr (1846; Taf. I, Fig. 3). Andrae scheint diese schmale kräftige Fieder mit der charakteristischen Nervation ganz übersehen zu haben. Während bei einer Länge von zirka 30—40 cm der ganzen Fieder auf die Breite nur 25—3 cm entfallen, sind die einzelnen dichtgedrängten Fiederblättchen verhältnismäßig kurz und nur doppelt so lang (15 mm) als breit (6,5—7 mm). Der herzförmig geschweifte Grund des Fiederchens weist oben eine läppchenartige Erweiterung auf, mit der es die Basis des nächsten bedeckt. Das stumpfgerundete obere Ende verleiht ihm eine zungenartige Gestalt. Die Nerven treten dichtgedrängt durch die Ansatzstelle des Blättchens und verteilen sich schwach divergierend, in offenem Bogen gegen die Ränder und gegen das Basilaröhrchen. Sie sind entweder von der Eintrittsstelle an dichotom verzweigt, oder teilen sich, bald da bald dort, in einzelne Ästchen.

Breite der Fiederchen	—	7 mm
Länge der Fiederchen	—	15 mm
Index etwas weniger als	—	$\frac{1}{2}$

#### e) *Otozamites veronensis* Zigno (siehe Textfig.).

*Otozamites veronensis* Zigno (1875—1885; Taf. XXXIII, Fig. 5—7) hat trotz der eigenen Tracht die gleichen Maßverhältnisse wie *Otozamites mandelstohi* Kurr und ist ebenso schmal und schlank wie diese. Sie unterscheidet sich aber von ihr durch die kurzen, breit-lanzettförmigen, oben zugespitzten und an der Spitze wahrscheinlich mit einem Stachel versehenen Fiederblättchen. Die Fiederchen stehen sehr dicht, sie sind am Fiedergrunde mehr oder weniger abgerundet und berühren sich mit denen der Gegenseite, so daß die Berührungsstellen in einer Zickzacklinie verlaufen; auch mit den unteren Seitenkanten berühren sie sich. Öhrchenartige Fortsätze sind schwach zu sehen. Weshalb Andrae dieser auffallenden Fieder die ursprüngliche Stellung nahm und sie einer formfremden Art zuteilte, ist nicht ganz klar. Selbst als Jugendform betrachtet, hätte sie auf Grund der Maß-

verhältnisse und der stachelartigen Spitze als selbständige Spezies im Sinne Zignos (S. 68) belassen werden müssen. Mit einer Fieder von der Form einer *Zamites schmiedeli* kann sie jedoch nicht in Einklang gebracht werden.

Breite des Fiederchens	—	7 mm
Länge des Fiederchens	—	16 mm.
Index etwas weniger als	—	$\frac{1}{2}$

## II. *Dioonites cf. pennaeformis* Schenk.

Wie aus den vorliegenden Zeilen ersichtlich ist, war die wissenschaftliche Beurteilung und Eingliederung der Fiederblätter von jeher ein Problem, das nicht immer im richtigen Sinne gelöst wurde. Ursache davon ist weniger die unklare Diagnose der Autoren als vielmehr das Übersehen wichtiger Merkmale, wie z. B. die Form der Rachis und die Art und Weise der Anheftung der Fiederchen. Ich erinnere hier nur an mehrere sogenannte *Dioonites*-Fiedern, die Rühle von Lilienstern herausgriff und als *Cycadeen-Fruchtblätter* erkannte (1928, Zeitsch. 10). Ein Gegenstück dazu bietet *Pterophyllum rigidum* Andrae, das der Autor (Andrae) zu den *Pterophyllen* gestellt hat (1855, S. 42; Taf. XI, Fig. 1), obwohl es eine ausgesprochene *Dioonites*-Fieder ist. Zittel (1890, S. 223—224) bezeichnet es sogar als typische Form eines *Dioonites cf. pennaeformis* Schenk. Auch Stur schließt sich dieser Ansicht an (Verb. G. R. A. 1872). Zittel hat diesbezüglich folgende Erkennungsstücke herausgestellt: Blätter ziemlich groß, mit starker, halbrunder Rachis; Fiedern an der Vorderseite dieser eingefügt, mit der ganzen Basis ansitzend und an derselben zuweilen etwas vor- und rückwärtslaufend, lineal lanzettlich oder langlineal und zugespitzt, von fester lederartiger Konsistenz; Nerven parallel, einfach.

Andrae verzeichnet auf Tafel XI, Fig. 1 ein lehrreiches Stück dieser Art, mit drei verschiedenen *Dioonites pennaeformis*-Fiedern, irrtümlich *Pterophyllum rigidum* genannt. Dieses Stück ist deshalb wertvoll, weil jede Fieder die obigen Merkmale in anderer Form wiedergibt. Die Fieder rechts oben zeigt die halbrunde Rachis, die links oben die Oberseite des Blattes mit verdeckter Rachis und die Berührungsstellen der Fiederblättchen in Form einer Zickzacklinie, endlich das untere Fiederblatt versinnlicht die breite, kräftige Rachis. Es ist kaum erklärlich, unter welchen Voraussetzungen Andrae diese Blätter zu den *Pterophyllums* stellen konnte.

## III. Über zwei Stücke der Keuperflora von Lunz.

### 1. *Pseudoptilophyllum titzei* Krasser (1917, S. 59; Taf. IX, Fig. 6).

In meiner Veröffentlichung vom Jahre 1943 verwies ich an Hand der Beschreibung auf die Ähnlichkeit zwischen der sogenannten Stur'schen *Dioonites*-Fieder und *Pseudoptilophyllum titzei* von Krasser. Meine Vermutung, daß beide Stücke identisch sein könnten, hatte mich nicht getäuscht. Die Bezeichnung „*Dioonites cf. pennae-*

*formis* Schenk“ stammt jedoch nicht von Stur, wie ich irrtümlich annahm, sondern von Prof. Dr. Kräusel. Sowohl Stur wie auch Krasser erkannten den fertilen Charakter dieses Fiederblattes. Das Stück, das wie einige andere bei der Neuordnung gefunden werden konnte, trug die Stur'sche Original-Etikette mit der Aufschrift „Cycadeen-Frucht-Hüllblätter“. Die Etikette war leider unbrauchbar geworden und mußte ersetzt werden. *Pseudoptilophyllum titzei* Krasser, das unrichtig bezeichnete „*Dioonites cf. pennaeformis*“ wurde auch von Rühle von Lilienstern behandelt und als „Cycadeen-Fruchtblatt“ erkannt, das er unter dem Namen „*Dioonitocarpidium pennaeforme* (Schenk) Rühle von Lilienstern“ in die Literatur einführt. Die echte Stur'sche *Dioonites*-Fieder muß also doch verlorengegangen sein, denn mit unseren Pflanzenresten hat *Dioonites cf. pennaeformis* nichts zu tun. Damit wäre diese Angelegenheit geklärt.

2. *Weltrichia keuperiana* Krasser (1917, S. 58; Taf. IX, Fig. 5).

Nicht nur das Krasser'sche Original konnte gefunden werden, sondern zwei weitere Stücke dieser Art, die den fertilen Charakter besser zum Ausdruck bringen. Es scheint, daß diese Fiederblätter auch Krasser unbekannt waren. Was mich jedoch befremdet, ist der Umstand, daß er die Bezeichnung „*Weltrichia*“ einer Fieder beigelegt hat, die schon von Friedrich Wilhelm Brann für eine Becherblüte vergeben war. Der Umstand, daß beide gefranste Ränder haben, ist kein Grund, sie miteinander in Verbindung zu bringen. Übrigens erkannte auch Krasser selber, daß wenig Berührungspunkte zwischen seiner Fieder und dem Sporophyll von *Cycadocephalus sewardi* Nath. bestehen (1912, Bd. 46, N. 11).

Die Spitze des Krasser'schen Originals ist gefaltet, weshalb die Fieder nach oben stark verjüngt erscheint. In Wirklichkeit ist jedoch der Spitzenteil stumpf abgerundet, was Krasser sicher entgangen ist. Und dann fehlte ihm ja auch ein zweites, ungefaltetes Kontrollblatt. Mit dem Blütenblatt einer Becherblüte kann das in Rede stehende Fossil jedoch nicht verglichen werden.

#### IV. Ein neuartiges Blattfragment der Karbonflora.

(Siehe Tafel VIII.)

Die Neuordnung fossiler Pflanzenreste hatte den Vorteil, daß Stücke gefunden wurden, die vor 60—80 Jahren vielleicht belanglos waren, aber heute von unschätzbarem wissenschaftlichem Werte sein können. Auf ein solches Stück aufmerksam zu machen, ist der Zweck dieser kurzen Notiz.

Das Fossil wurde den Schatzlarer Karbonschichten entnommen und scheint für diesen Horizont insofern merkwürdig zu sein, als es eine Neuheit darstellt und meines Wissens nirgends behandelt wurde. Es zeigt ein Blattfragment mit *Clathropteris*-Nervation, hat eine äußerst kräftige, feingerillte Spindel und läßt, nach Nervenanlage und Spindel zu urteilen, auf bedeutende Ausmaße schließen. Der Spindelrest, der nur in 6 cm Länge vorhanden ist, hat eine untere Breite von 1 und eine obere von 0.7 cm. Die rechtsseitige Blattspreite ist 16 cm lang und

5—6 cm breit. Die linksseitige stellt nur einen kleinen, wahrscheinlich abgedrückten Blattrest dar. Wie gesagt, ist das Ganze nur fragmentarisch vorhanden. Wie groß das ganze Blatt eventuell gewesen sein könnte, läßt sich nur vermutungsweise angeben. Aus der ganzen Anlage von Spindel und Nervensystem zu schließen, dürfte es wohl mindestens 30—40 cm lang und 25—30 cm breit gewesen sein. Die kräftigen Sekundärnerven treten unter annähernd rechtem Winkel aus der Spindel und verlaufen in einem flachen, aufwärtsgerichteten Bogen gegen die Ränder zu. Die Entfernung ist ziemlich gleichbleibend und beträgt durchschnittlich 5 mm. Die Tertiärnerven befinden sich leiterartig zwischen den Sekundärnerven und sind sehr regelmäßig und rechtwinkelig angeordnet. Die Quartärnerven sind verdeckt. Die ganze Pflanze läßt ein einfaches Stammgebilde mit wahrscheinlich kurzem, knollenartigem Stamm vermuten.

Das Stück wurde verschiedenen fossilen Blattformen gegenübergestellt, läßt sich aber mit keinem von ihnen auch nur annähernd in Beziehung bringen. Am nächsten steht es *Clathropteris platyphyllia* Brong., wenn man von Spindel und Alter absieht. Mit *Protorhipis buchii* And. (1855, S. 35; Taf. VIII, Fig. 1) kann es auch nicht verglichen werden. Ebensovienig mit dem Steinkohlenfossil Lesquereux's, *Idiophyllum rotundifolium* Lesq. (To the Coal Flora of Pennsylvania, 1879; Taf. XXIII, Fig. 11).

### Schlußbemerkungen.

Bei aller Sachlichkeit und Überlegung in Belangen der *Zamiten*, muß vom Standpunkte des Botanikers der Frage Raum gegeben werden: Was würde man von einem Botaniker sagen, der Pflanzen so weitgehender gestaltlicher Unterschiede, ohne fertile Merkmale zu einer gemeinsamen Art vereinigte? Ich kann mir gar nicht vorstellen, mit welcher Begründung eine solche Handlungsweise zu rechtfertigen wäre. Statt jeder Antwort mögen zwei Fiedern aus der Gruppe der *Otozamiten*, und zwar *Otozamites brevifolius* Fr. Braun (Taf. IV) aus Steierdorf und *Otozamites beani* Brong. (Kopie aus Zittel, hier Taf. IX) aus dem Batholith von Yorkshire, die Unwahrscheinlichkeit verwandtschaftlicher Beziehungen dartun. *Otozamites beani* Brong., das in formaler Hinsicht stark aus dem Rahmen fällt, hat mit *Otozamites brevifolius* Fr. Braun eigentlich nur die Anheftungsweise der Fiederchen (hier der extremste Fall) und die Nervenanlage gemein. Auf derselben Tafel sei noch eine andere Fieder, *Cardiopteris hochstetteri* Ett. (Kopie aus Stur, 1875—1877, hier Taf. IX), dem Culm von Mohradorf entnommen, zum Vergleiche geboten. *Otozamites beani* Brong. nähert sich betreffs Form und Größe der Blättchen bedenklich *Cardiopteris hochstetteri* Ett., mit dem es nicht nur diese, sondern auch die Nervenanlage und die Anheftungsweise der Fiederchen teilt. Man übersehe nicht, daß die Fiederblättchen von *Cardiopteris hochstetteri* Ett. infolge eines Pyritüberzuges der Spindel (Rachis) teilweise abgedrückt und ihrer ursprünglichen Lage beraubt wurden. Vom Altersunterschiede dieser beiden Pflanzen absehend, und ohne verwandtschaftlichen Beziehungen das Wort reden zu

wollen, muß auf die vielseitige Übereinstimmung hingewiesen werden. Sie haben mehr Berührungspunkte gemein, als *Otozamites beani*, Brong. mit den übrigen *Zamiten*. Der wahre Charakter konnte weder da noch dort durch fertile Organe ermittelt werden. Daß die *Cardiopteris*-Arten bis jetzt nur im Karbon gefunden wurden, beweist nichts gegen ein Vorkommen in späterer Zeit. Und nun die Frage: Darf vom entwicklungsgeschichtlichen Standpunkte aus die Erhaltung einer Art über so große Zeiträume, wie es z. B. bei *Cardiopteris hochstetteri* Ett. der Fall sein würde, angenommen werden? Ich glaube diese Frage mit „Ja“ beantworten zu müssen. Wenn aber schon, dann hat unsere derzeitige Beurteilung der zamitenartigen Pflanzen wenig für sich, aber vieles dagegen. Eine endgültige Neuordnung kann jedoch erst dann in Angriff genommen werden, wenn fertile Merkmale (Pflanzen mit Blüten) in natürlicher Verbindung vorliegen. Auf der gleichen Tafel IX ist noch eine andere Fieder der Karbonflora mit dem Fundorte Altwasser zeichnerisch wiedergegeben, über die keine Veröffentlichung vorliegt. Da sie für unsere Zwecke von Wert sein kann, soll darauf aufmerksam gemacht werden. Sie weicht von *Cardiopteris hochstetteri* Ett. insofern ab, als die Fiederchen in eine scharfe Spitze ausgehen, wie es unter den *Zamiten*, bei *Otozamites veronensis* Zigno der Fall ist.

Die vorliegende Arbeit über einige Stücke der Lias- und Keuperflora ist als Ergänzung zu jener Veröffentlichung gedacht, die über den Stand der musealen Arbeiten nach der Bombenkatastrophe berichtet (Verh. Geol. B. A., 1946). Mit diesem Bericht schließen zugleich die Arbeiten über die fossile Flora ab und jene, die die fossile Fauna zum Gegenstande haben, werden begonnen. Der nächste Bericht wird also den Stand der fossilen Fauna behandeln und als dritter ist ein solcher über den mineralogischen Teil der Sammlung in Aussicht genommen.

#### Schrifttum.

Braun Fr., Die fossilen Gewächse aus den Grenzschichten zwischen Lias und Keuper.

Ettingshausen K., Begründung einiger neuer oder nicht genau bekannter Arten. — Abh. Geol. R.-A., Wien, Bd. I, Abtl. 3, 1852.

Ettingshausen K., Beiträge zur Flora der Wealdenperiode. — Abh. Geol. R.-A., Wien, Bd. I, 1852 (1852 a).

Göthan W., Entwicklung der Pflanzenwelt, 1909.

Feistmantel, Über die Gattung *Williamsonia*. — Paläontograph.

Krasser F., Die Diagnosen der von Dionys Stur in der obertriadischen Flora der Lunzer Schichten als Marattiaceen-Arten unterschiedenen Farne. — Verl. Alfred Hölder, Wien 1909 (1909 a).

Krasser F., Zur Kenntnis der fossilen Flora der Lunzer Schichten. — Verl. R. Lechner (W. Müller), Wien 1909 (1909 b).

Krasser F., *Williamsonia* in Sardinien. — Sitzber. Akad. Wissensch. Wien 1912.

Krasser F., Studien über die fertile Region der Cycadophyten aus den Lunzer Schichten. — Verl. Alfred Hölder, Wien.

1. Mikrosporophylle und männliche Zapfen, Wien 1917.

2. Makrosporophylle, Wien 1919 (1919 a).

Krasser F., Ein neuer Typus einer männlichen *Williamsonia*-Becherblüte aus der alpinen Trias. — Verl. Alfred Hölder, Wien 1919 (1919).

Kräusel R., Über einige Pflanzen aus dem Keuper von Lunz. — *Jahrb. pr. Geol. Landesanstalt*, 1921.

Kräusel R., Über Papillenbildung an den Spaltöffnungen einiger fossiler Gymnospermen. — *Wissensch. Mitteil. der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft*, Frankfurt a. M. 1923.

Kurr J. G., Beiträge zur fossilen Flora der Juraformation. — Verl. von Beck und Fränkel, 1846.

Langer J., Über einige Stücke der Keuperflora von Lunz. *Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung*, Jahrg. 1943, S. 52, Wien, 1943.

Leuthardt F., Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. — *Abh. schweiz. paläontol. Gesellschaft*, 30 u. 31, 1903 u. 1904.

Lesquereux, To the Coal Flora of Pennsylvania, 1879.

Lilienstern-Rühle, *Dioonites pennaeformis* Schenk, eine fertile Cycadee der Lettenkohle. — *Paläob. Zeitschr.* 10, Berlin 1928.

Nathorst A. G., Beiträge zur fossilen Flora Schwedens. — Stuttgart 1878.

Nathorst A. G., *Paläobotanische Mitteilungen*. — *Vetenskapsakad. Handl. Stockholm* 1908—1911.

Schenk A., Die fossile Flora der Grenzschichten des Keupers und Lias in Franken. — Verl. C. W. Kreidel, Wiesbaden 1865—1867.

Seward A. G., *Wealden Flora II*, London 1895.

Schimper, *Traité Paléontol. végétale II*.

Saporta, *Plantes jurassiques IV*.

Schuster J., *Weltrichia* und die *Bennettitales*. — *Kungl. Vetenskapsakad. Handlingar*, Bd. 46, Stockholm 1911.

Stur D., Die obertriadische Flora der Lunzer Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. — *Sitzber. Akad. Wissensch.*, Wien 1885.

Stur D., Die Lunzer (Lettenkohlen-) Flora in den older mesozoic beds of Coal-Field of Eastern Virginia. — *Verh. Geol. R.-A.*, Wien 1888.

Stur D., *Die Culmflora*. — Verl. Alfred Hölder, Wien 1875—1877.

Stur D., *Die Carbonflora der Schatzlarer Schichten*. — Verl. Alfred Hölder, Wien 1895.

Wieland G. R., A study of some American fossil cycads. — *Americ. j. sci.* 32, 33.

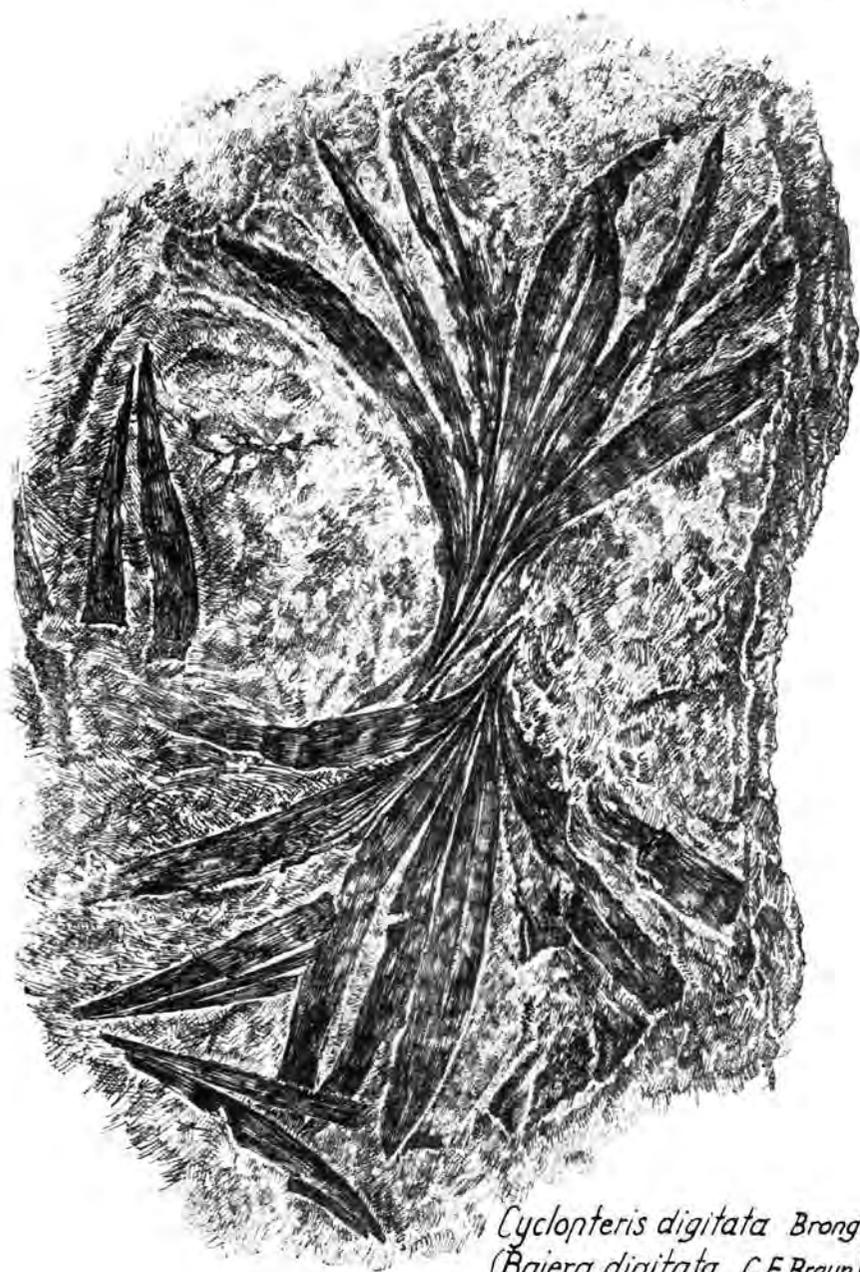
Zigno A., *Flora fossilis formationis oolithicae*, Bd. I, Padova, 1875—1895.

Zittel K. A., *Handbuch der Paläontologie*. — München, Leipzig, 1890.

Tafel I



a) *Podozamites distans* (Presl.) Fr. Braun  
b) *Podozamites haueri* Ett



*Cyclopteris digitata* Brong.  
(*Baiera digitata* C.F. Braun)



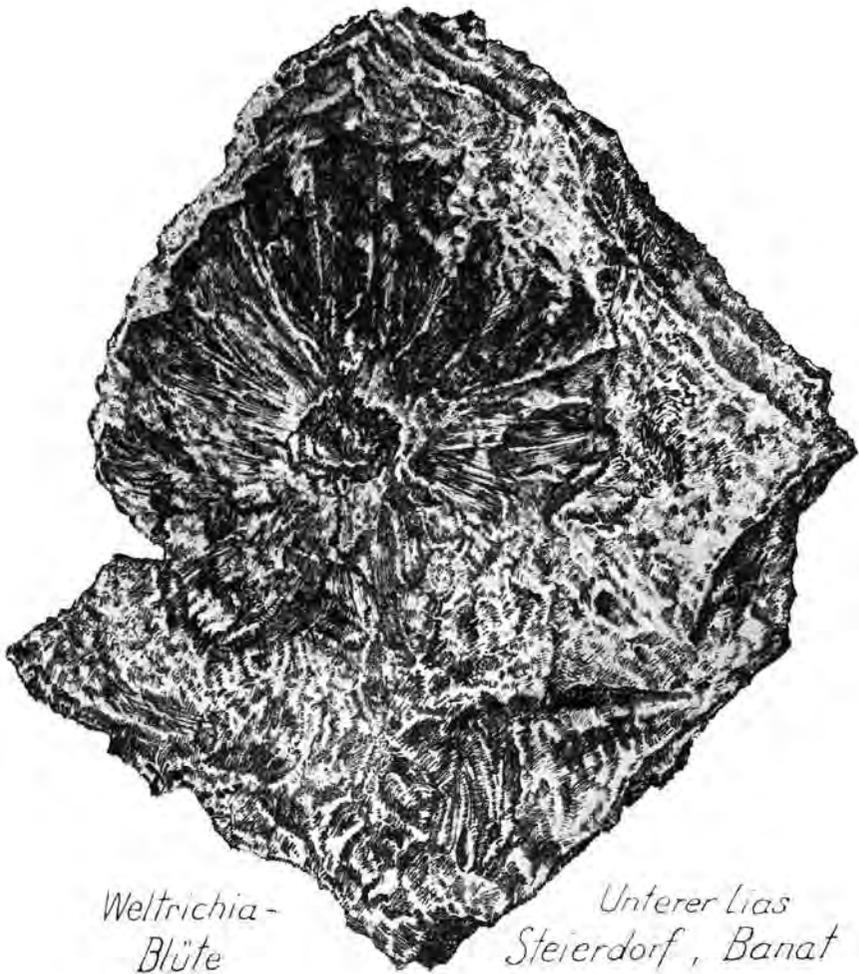
a) *Zamites schmiedeli* Sternb.  
b) *Otozamites veronensis* Zigno

*Otozamites brevifolius*  
Fr. Braun

Tafel IV



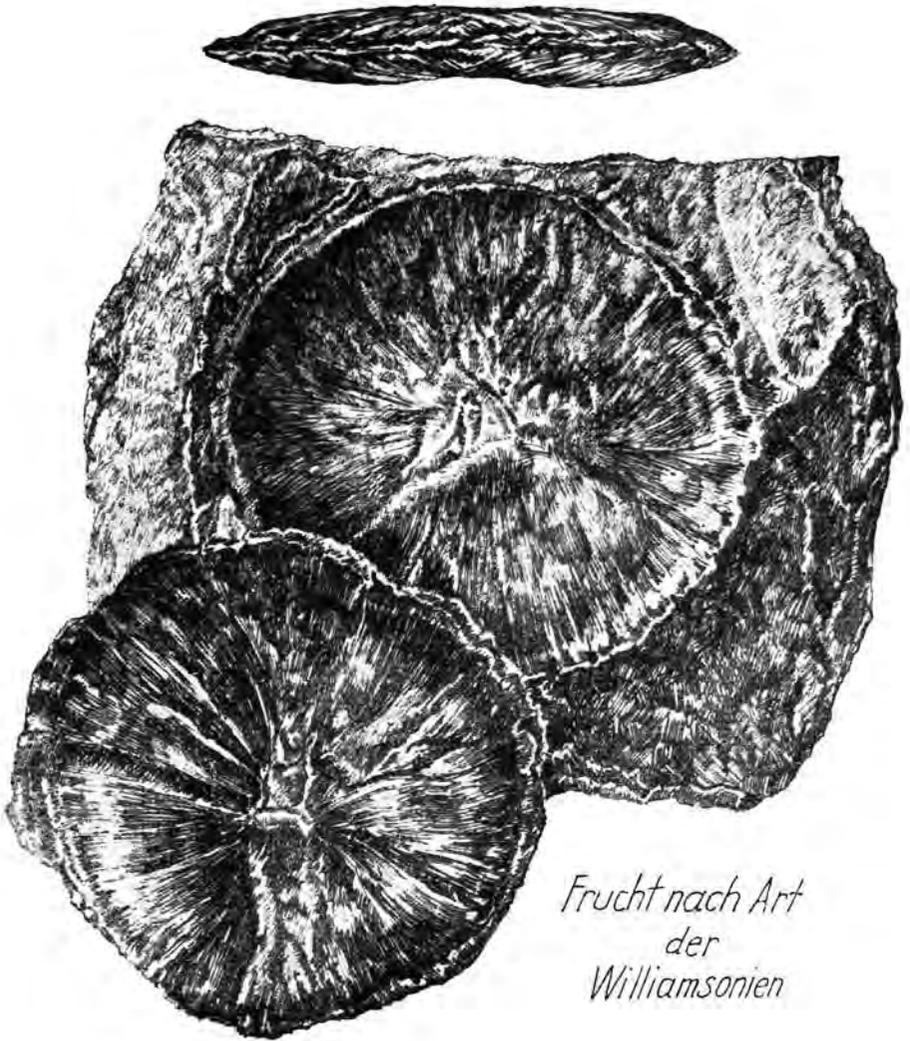
Tafel V



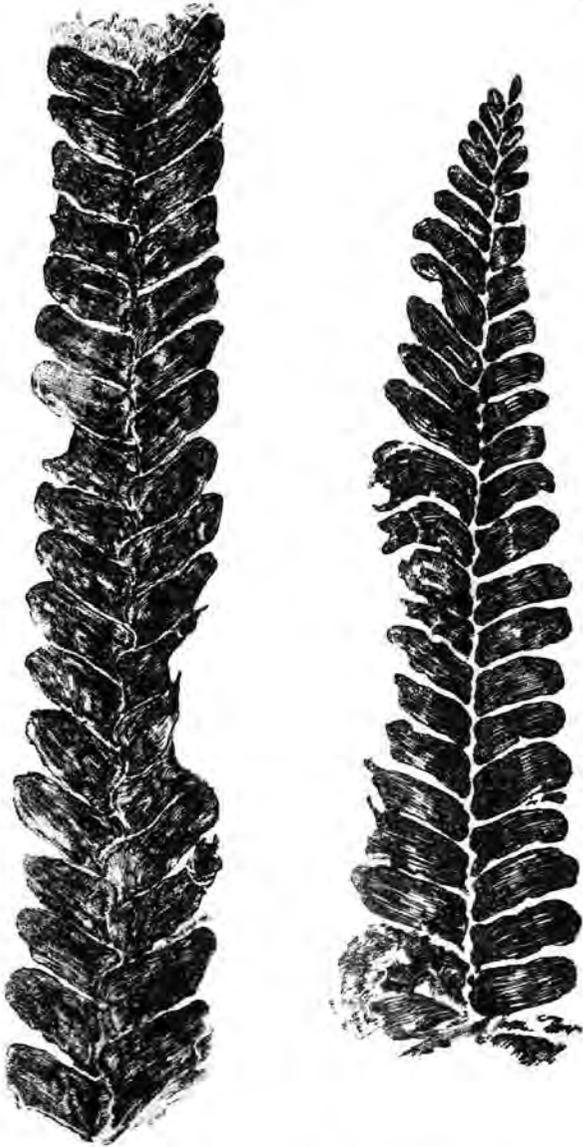
Weltrichia-  
Blüte

Unterer Lias  
Steierdorf, Banat

*Tafel VI*



*Frucht nach Art  
der  
Williamsonien*



*Otozamites mandelslohi* Kurr



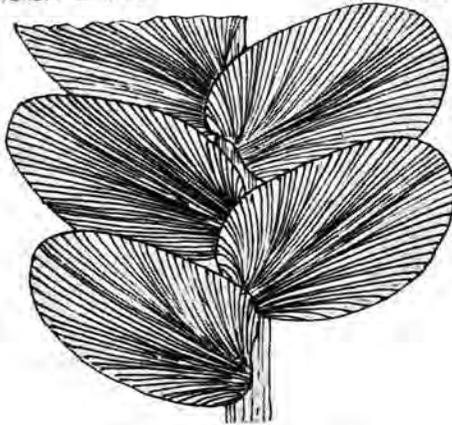
Ein neuartiges Blattfragment  
der Carbon-Flora.



*Cardiopteris Hochstetteri* Eit. spec.  
von Mohradorf



Eine neue Fieder v. Altwasser  
Schatzlarer Schichten



*Otozamites Beani* Brngl.



# Die Crustaceen aus dem Ernstbrunner Kalk der Jura-Klippenzone zwischen Donau und Thaya.

Von Friedrich Bachmayer, Wien.

Mit 6 Textabbildungen.

## 1. Einleitung und Allgemeines.

Die Fauna des „Ernstbrunner Kalkes“ war schon einige Male Gegenstand von Untersuchungen. Durch weitere Aufsammlungen konnte die Faunenliste ständig vergrößert werden, doch wurden dabei meist die Crustaceen übersehen.

Erstmalig wurde durch Ferstl, 1845 (13) ein Krebsrest (*Palinurus* spec.) aus diesem Fundraum beschrieben. Später wurde ein weiterer durch Moericke 1889 (22) — *Prosopon bidentatum* Reuß vom Semmelberg bei Ernstbrunn — bekannt. In neuer Zeit fand Glaessner 1931 (16) in der Nähe der Ruine Klement in einem gelblich-weißen Kalk mehrere Decapoden.

Eine neue, eigene Aufsammlung erbrachte unter anderem ein umfangreiches Crustaceenmaterial, das im Anschluß behandelt werden soll.

Herr F. Zabusch und Herr E. Weinfurter stellten mir für die Bearbeitung ihr Sammlungsmaterial zur Verfügung und ich möchte ihnen an dieser Stelle dafür herzlich danken.

## 2. Beschreibung der Fundstellen.

Trotz gewissenhafter Aufsammlung in allen Aufschlüssen (6 Steinbrüche in Dörfles und ebenfalls 6 Aufschlüsse an der Straße nach Klement), konnten nur an 4 Stellen im Ernstbrunner Kalk Crustaceen festgestellt werden. Die Lage der einzelnen Fundpunkte ist aus der Kartenskizze zu entnehmen.

A. Der Steinbruch Dörfles Werk II befindet sich an der Südostseite des Steinberges. Dieser Aufschluß fällt schon aus beträchtlicher Entfernung infolge seiner rein weißen Färbung auf. Der feinkörnige, harte und splittrige Kalk scheint stark diagenetisch verändert zu sein und ist nicht besonders fossilreich. Krebsreste konnten nur an wenigen Stellen aufgesammelt werden.

B. Steinbruch Dörfles I liegt am Südabhang des Steinberges. Dieser Aufschluß hat eine Mächtigkeit von über 50 m. Der Abbau wurde schon vor längerer Zeit eingestellt, um die landschaftliche Schönheit des benachbarten Schlosses Ernstbrunn nicht zu stören. Er zeigt daher starke Verwitterung. Das Sediment ist nicht mehr so feinkörnig und splittig wie das des Steinbruches Werk II. Crustaceen sind hier sehr reichlich vertreten. Aus diesem Steinbruch stammt der größte Teil der aufgesammelten Krebsreste.

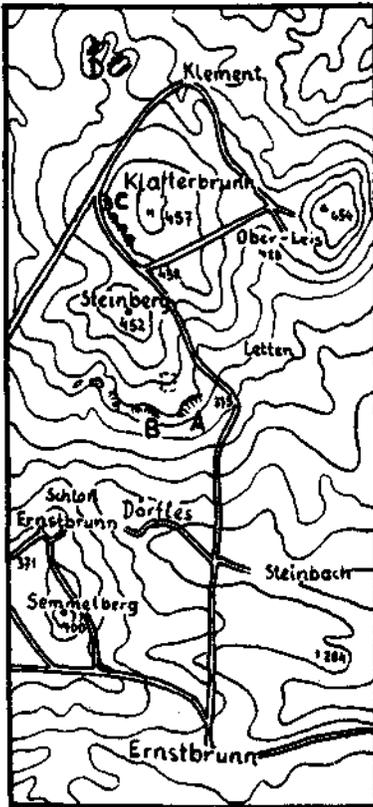


Abb. 1.

Lageskizze des Fundraumes Ernstbrunn, Niederösterreich.

Maßstab ca. 1:50.000.

A Dörfles Werk II. — B Dörfles, Steinbruch I. — C. Klafferbrunn, Steinbruch I. — D Klement, Steinbruch I.

C. Steinbruch Klafferbrunn I liegt an der Wegkreuzung der Straße von Ernstbrunn nach Klement mit dem Waldweg Ernstbrunn nach Klement. Das Sediment ist sehr hart, die Farbe nicht mehr so rein weiß, sondern stark gelblich. Fossilien sind spärlich vertreten und nur wenige Crustaceen konnten hier gefunden werden.

D. Der Aufschluß Klement I liegt nordwestlich der Straße Klement nach „Enzersdorf im Thale“. Das Gestein ist ein stark zertrümmerter Ernstbrunner Kalk, der durch Mergelablagerungen meist gelblich-grün gefärbt ist. Crustaceenreste konnten hier nur vereinzelt aufgesammelt werden.

### 3. Die Crustaceen des Ernstbrunner Kalkes der Klippenzone.

#### A. Beschreibung einer neuen Art.

*Gastrosacus ernstbrunnensis* nov. spec.

Vorkommen: Steinbruch Dörfles I (Ernstbrunn) — vgl. Lageskizze B. — selten.

Material: Ein vollständiger Cephalothorax-Abdruck.

Dimensionen: Größte Länge des Rückenschildes 2,4 mm, mit Rost-  
rum 3 mm; größte Breite des Rückenschildes 1,8 mm.

Umriß: Der Rückenschild dieser sehr kleinen Form ist viereckig und hat die größte Breite im vorderen Drittel. Das Rostrum ist nicht sehr lange, dreieckig und vorne zugespitzt. Ein medianer Längskiel ist nicht vorhanden. Die fein gesägten Seitenränder sind ziemlich gerade und konvergieren nach hinten zu. Der Hinterrand ist in der Mitte eingebuchtet.

Oberfläche: Die Oberfläche ist in der Längs- und Querrichtung gleichmäßig, schwach gewölbt.

Skulptur: Der Cephalothorax besitzt nur in den Branchialregionen schwache, längliche Höckerquerreihen.



Abb. 2.

*Gastrosacus ernstbrunnensis* nov. spec. (8fache Vergrößerung.)

Original befindet sich in der Sammlung des Palaeontolog.-Palaebiolog.-  
Institutes der Universität Wien.

Gliederung des Rückenschildes: Die Cervikalfurche ist kräftig, im rückwärtigen Teil abgerundet und läuft ziemlich weit nach vorne. Die Gastralregion hat herzförmigen Umriß. Die Hepatikalfurche ist deutlich und schwach nach rückwärts gebogen. Die Cardialregion ist undeutlich umgrenzt und verhältnismäßig kurz. Die Branchio-cardialfurche ist stark ausgeprägt und läuft mit der Cervikalfurche fast parallel. Sie bildet in der Mitte einen stumpfen Winkel. Die Branchialregionen sind groß und kommen hinter der Cardialregion zusammen.

Vergleiche und Bemerkungen: *Gastrosacus ernstbrunnensis* nov. spec. ist die kleinste Form von den bisher bekannten *Gastrosacus*-Arten. Sie ist infolgedessen durch ihre Kleinheit und durch ihre Gliederung von anderen *Gastrosacus*-Arten leicht zu unterscheiden. *Gastrosacus carteri* V. van Straelen und *Gastrosacus wetzleri* H. von Meyer haben beide einen anderen Cephalothorax-Umriß. *Gastrosacus latirostris* Beurlen hat eine kräftige, annähernd kreisrunde Cervikalfurche.

B. Liste der Crustaceen aus dem Ernstbrunner Kalk.  
Systematik:

Tribus: Scyllaridea Borradaile.  
Familie: Palinuriadae Gray.



Abb. 3.

*Avihomola ovalis* Moericke, Steinbruch Klement I. (3fache Vergrößerung.)



Abb. 4.

*Galatheites becki* Glaessner, Steinbruch Dörfls I. (3fache Vergrößerung.)

*Palinurus* spec.

Tribus: Galatheidea Leach.  
Familie: Galatheidae Dana.  
*Gastrosacus* H. v. Meyer.

- \* *Gastrosacus wetzleri* H. v. Meyer.
- \* *Gastrosacus ernstbrunnensis* nov. spec.  
*Galatheites* Balss.
- \* *Galatheites eutecta* Moericke.



Abb. 5.

*Cyclothyreus roussi* Gemmellaro, Steinbruch Klement I. (3fache Vergrößerung.)



Abb. 6.

*Cyclothyreus oxythyreiformis* Gemmellaro, Steinbruch Dörfles I.  
(3fache Vergrößerung.)

- \* *Galatheites verrucosa* Moericke.
- \* *Galatheites zitteli* Moericke.
- \* *Galatheites becki* Glaessner.
- \* *Galatheites meyeri* Moericke.

Tribus: Thalassinidea Dana.  
 Familie: Callianassidae Bate.  
*Callianassa* Leach.

\* *Prolazius tithonicus* Glaessner.

Tribus: Paguridea de Haan.  
 Familie: Paguridae Dana.  
*Palaeopagurus* van Straelen.

\* *Palaeopagurus squamosus* Glaessner.

\* *Palaeopagurus granulosis* Glaessner.  
 Tribus: Dromiadea de Haan.  
 Familie: Homolodromiidae Borradaile.  
*Avihomola* van Straelen.

\* *Avihomola ovalis* Moericke.

\* *Avihomola fraasi* Moericke.

\* *Avihomola longa* Moericke.

\* *Avihomola tuberosa* Remeš.  
*Goniodromites* Reuss.

*Goniodromites bidentatus* Reuss.  
*Pithonoton* v. Meyer.

*Pithonoton marginatum* v. Meyer.

\* *Pithonoton grande* v. Meyer.  
 Familie: Prosoponidae H. v. Meyer.  
*Prosopon* H. v. Meyer.

*Prosopon verrucosum* Reuss.  
 Familie: Dromiidae Dana.  
*Cyclothyreus* Remeš.

*Cyclothyreus oxythyreiformis* Gemmellaro.

\* *Cyclothyreus reussi* Gemmellaro.

### C. Bemerkungen über Vorkommen und Lebensraum dieser Crustaceenfauna.

Der Ernstbrunner Kalk ist ein meist rein weißer, teilweise auch grauweißer, splittiger Kalk von wahrscheinlich tithonischem Alter. Er führt reichlich Fossilien. Die Crustaceen kommen in diesem Kalk teils in Steinkernerhaltung, teils als Schalenexemplare vor. Der Panzer bei den Schalenexemplaren besteht aus einer weichen, weißen und kreidigen Masse.

Die Krebse kommen in den einzelnen Aufschlüssen nur an bestimmten Stellen vor und treten dort aber nesterartig gehäuft auf. Insbesondere ist dies im Aufschluß B (Steinbruch Dörfles I) deutlich erkennbar.

Das Sediment ist ein feinkörniger Kalkschlamm, der mit Korallen-gerus und mit mehr oder weniger größeren Korallenblöcken vermengt ist. Die Begleitfauna ist recht reichhaltig und zeigt Riffhaldencharakter — vgl. Bachmayer 1940 (1).

\* Aus dem Ernstbrunner Kalk bisher noch nicht bekannte Crustaceen.

D. Die Verbreitung der Crustaceen auf die einzelnen Aufschlüsse — Vergleich mit anderen Fundstellen.

Crustaceen	Ernstbrunner Kalk					Stramberger Kalk															
	Werk II	Dörfles I	Klafferbrunn I	Klement I	Senneberg?	Stranberg weißer Kalk	Konakau	Willamowitz	Kotzobenz	Skaitzka	Wischlitz	Ignaziberg	Rychalitz	Raczichow	Tierlitzko	Stanislowitz	Mischlowitz	Szaiten, Tithon	Orlinger Tal	Czenstochau, Polen	
Scyllaridea.																					
<i>Palaenurus</i> spec. . . . .	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Galatheidea.																					
<i>Gastrosacus weitzleri</i> H. v. Meyer . . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Gastrosacus ernstbrunnensis</i> nov. spec. . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Galatheites euctecta</i> Moericke . . . . .	×	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	×	.	.	.	.
<i>Galatheites verrucosa</i> Moericke . . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Galatheites zitteli</i> Moericke . . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Galatheites becki</i> Glaessner . . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Galatheites meyeri</i> Moericke . . . . .	.	×	×	×	.	×	.	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	×	.	.	.
Thalassinidea.																					
<i>Protaxius tithonicus</i> Glaessner . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Paguridea.																					
<i>Palaepagurus squamosus</i> Glaessner . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Palaepagurus granulatus</i> Glaessner . . . . .	×	×	×	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Dromiidea.																					
<i>Aviromola ovalis</i> Moericke . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Aviromola fraasi</i> Moericke . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Aviromola longa</i> Moericke . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Aviromola tuberosa</i> Remes . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Goniodromites bidentatus</i> Reuss . . . . .	.	.	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Pithonoton marginatum</i> H. v. Meyer . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
<i>Pithonoton grande</i> H. v. Meyer . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
<i>Prosopon verrucosum</i> Reuss . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<i>Cyclothyreus oxythyreiformis</i> Gemmellaro . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×
<i>Cyclothyreus reussi</i> Gemmellaro . . . . .	×	×	.	×	.	×	.	×	.	.	×	.	.	.	.	.	.	.	×	.	×

Es kommen außer reichem Korallengereißel besonders häufig Diceraten, Nerineen, Pleurotomarien, kleine Ditremarien, Trochiden und kleine Turbiniden, sowie Riesenformen von Purpuroideen, Tylostomen und Naticiden vor. Brachiopoden, Echinodermen, Spongiozoen und Hydrozoen sind nicht so reichlich vertreten.

Das Sediment und vor allem die Begleitfauna, sowie die Einbettung im Sediment sprechen für ein Leben dieser Fauna im Riffhaldengebiet (Bachmayer 1940 (1)). Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Crustaceen im unteren, tieferen und stilleren Riffhaldenbiotop als Detritusfresser lebten.

Die Prosoponiden sind auch hier wie bei dem Stramberger-Vorkommen mit Galatheiden vergesellschaftet. Von Paguriden sind nur Scherenteile erhalten.

Ganz besonders auffallend und bezeichnend ist die Kleinheit der Crustaceen aus dem Ernstbrunner Fundraum gegenüber den Stramberger Formen. Manche Formen erreichen kaum die halbe Größe. Es scheinen hier vielleicht doch etwas andere Lebensbedingungen geherrscht zu haben. Die viel dunklere Färbung des Stramberger Kalkes spricht ebenfalls dafür.

Schon bei oberflächlicher Betrachtung ist eine sehr große Übereinstimmung der Crustaceen aus dem Ernstbrunner Kalk mit denen aus dem Stramberger Kalk zu erkennen. Es ist das gleiche Bild, das uns auch die übrige Fauna zeigt.

Der überwiegende Teil der in dem Ernstbrunner Kalk vorkommenden Crustaceen ist auf das Portland (Tithon) beschränkt.

#### Schriftennachweis.

1. Bachmayer Fr., Beiträge zur Kenntnis der Tithonfauna aus dem Raume von Ernstbrunn. Dissertation, Universität Wien 1940.
2. Balss H., Decapoda — im Handbuch der Zoologie begr. von W. Kükenhals, her. v. Th. Krumbach, Berlin-Leipzig 1927.
3. Balss H., Studien an fossilen Decapoden I, Palaeontolog. Zeitschr. Bd. V, 1922.
4. Balss H., Über fossile Galatheiden. Centralbl. f. Min. 1913.
5. Beurlen K., Über Brach. u. Anomuren d. schwäb. Jura. Neues Jahrb. f. Min. Abt. B, Beilagebd. 52, 1925.
6. Beurlen K., Die fossilen Dromiaceen u. ihre Stammesgeschichte. Palaeontolog. Zeitschr. 10., 1928.
7. Beurlen K., Untersuchungen über Prosoponiden. Centralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1929, Abt. B, Nr. 4.
8. Blaschke F., Zur Tithonfauna v. Stramberg. Ann. Naturhist. Hofmus. Wien 25., 1911.
9. Carter J., Contrib. to the Pal. of the Decap. Crust. of England Quart. Journ. Geol. Soc. 54, 1898.
10. Doflein F., Brachyura. Wiss. Erg. d. Deutsch. Tiefsee-Exp. auf d. Dampfer Valdivia 1898/99, Bd. 6, 1904.
11. Etallon A., Descript. des Crust. foss. de la Haute-Saône et du Haut-Jura. Bull. Soc. Geol. de France 16., 1859.
12. Etallon A., Bull. Soc. d'Agric. sci. Lettres de la Haute-Saône 9., 1861.
13. Ferstl J., Geognostische Betrachtungen der Nikolsburger Berge. Inauguraldissertation Wien 1845.

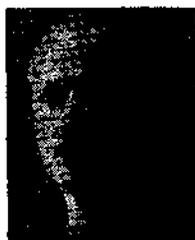
14. Gemmellaro G., Studi pal. sulla fauna des Calc. a Ter. janitor del Nord di Sicilia 1870.
15. Glaessner M., Beiträge zur Stammesgeschichte der Decapoden, Palaeontol. Zeitschr. Bd. 12, Berlin 1930.
16. Glaessner M., Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt Wien, 1931, Bd. 81, Heft 1 u. 2.
17. Lórenthey E. u. Beurlen K., Monogr. d. ungar. Dekap. Geol. Hungar. Sect. Pal. 2., 1929.
18. Meyer H. v., Über die in dem dichten gelben Jurakalk von Aalen vork. Species. Beitr. z. Petrefactenk. Heft 5, 1842.
19. Meyer H. v., Die Prosoponiden oder die Familie der Maskenkrebse — Palaeontogr. 7., 1850.
20. Meyer H. v., Neues Jahrbuch f. Mineralogie 1851.
21. Meyer H. v., Jurassische und triassische Crust. Palaeontogr. 4., 1856.
22. Moericke W., Die Crustaceen d. Stramberger Schichten. Palaeontogr. Suppl. 2, Abt. 6., 1889.
23. Opperl A., Über jurassische Crustaceen. Palaeontol. Mitt. a. d. Museum d. k. bayer. Staates 1., Stuttgart 1862.
24. Remeš M., Beitr. z. Kenntnis der Crustaceen d. Stramberger Schichten. Bull. Intern. Acad. Sci. Bohème 1895.
25. Remeš M., Fauna der sogen. exot. Blöcke d. Stramberger Kalkst. in Rychaltitz. Bull. Intern. Acad. Sci. Bohème 1905.
26. Remeš M., Excroissances des Crustacés du Tithonique de Stramberk. Bull. intern. Acad. Sci. d. Bohème, Prag 1921.
27. Reuss A., Über kurzschwänzige Krebse im Jurakalke Mährens. Sitzungsber. k. Akad. Wissenschaft. Wien 31., 1858.
28. Reuss A., Zur Kenntnis foss. Krabben. Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Wien 17., 1859.
29. Roman F., Recherches stratigr. et paleont. dans le Bas-Languedoc. Ann. Univ. Lyon 1897.
30. Sollas W. J., New British Crust. Geol. Magaz. 9., 1872.
31. Straelen V. van, Contrib. à l'étude des Crust. décap. de la période jurass. — Mem. Acad. Roy. Belg. ser 2, 7., 1925.
32. Quenstedt F. A., Der Jura, 1857.



## Fritz Kerner v. Marilaun

Am 26. April 1944 ist Hofrat Dr. med. Fritz Kerner v. Marilaun in Wien verschieden.

Inmitten der wilden Brandung eines bereits verlorenen Krieges ist sein Tod so gut wie unbeachtet geblieben und so ist es für seine Freunde und Verehrer eine innere Verpflichtung geworden, die reinen Linien seines Lebens voll Streben nach Wahrheit, Schönheit und Einsicht zu einem Bekenntnis zu vereinen, das sich immer wieder gegen den Geist der sinnlosen Zerstörung mutig aufrichten soll. Fritz v. Kerner wurde 1866 als Sohn des berühmten Botanikers Anton Kerner v. Marilaun und seiner Frau Maria Ebner von Rofenstein in Innsbruck geboren. Seine Eltern übersiedelten



*Dr. Fritz Kerner*

bald nach Wien, wo Fritz eine vielseitige, sorgfältige Ausbildung in den Naturwissenschaften, Meteorologie, Mathematik, Sprachen und Malerei erhielt. Von seinem Vater wurde er schon frühzeitig ins Gebirge eingeführt, das in seltener Großartigkeit den Ansitz Marilaun auf der schönen, lärchenbestandenen Endmoräne bei Trins im Gschnitztal überragt. So wurde er schon in jungen Jahren zu einem Kenner der Pflanzenwelt und einem sorgfältigen meteorologischen Beobachter geschult.

Es war der Wunsch seines Vaters, daß er den ärztlichen Beruf ergreifen sollte. Am 24. März 1891 wurde er in Wien zum Dr. med. promoviert und arbeitete dann 2 Jahre am Hygienischen Institute. Hier wurde ihm aber bald klar, daß seine innere Berufung ihn zur geologischen und meteorologischen Forschung trieb. 1893 finden wir ihn schon als Volontär im Dienste der k. k. Geologischen Reichsanstalt, die damals unter der Direktion von Guido Stache arbeitete.

Stache selbst war sehr an der Geologie von Dalmatien interessiert und nahm Fritz v. Kerner bereitwillig als Mitarbeiter auf.

Damit begann für Kerner eine vieljährige, ungestörte Forschungsarbeit, Felddienst in den ersten Frühlingsmonaten, Ausarbeitung der Ergebnisse in der stillen Klausur der Reichsanstalt mit Hilfe der reichen Arbeitsmittel, einer sehr großen Bücherei, einer prachtvollen Gesteinssammlung und einer Kameradschaft von erfahrenen Geologen, wie G. von Bukowski, F. Kossmat, R. Schubert und L. Waagen.

Hier waren viele Anregungen und ein freimütiger, geistiger Verkehr ohne alle Formalitäten alter Hausbrauch.

In der wunderbaren, sonnigen Helle erhebt sich Dalmatien als mächtiges Felsenland vor allem aus Kreide und Tertiär aus der blauen Flut des Mittelmeeres, dessen Brandung sich an dem bunten Gürtel von Inseln und Klippen schäumend bricht. Weithin ist hier der Untergrund der Landschaft in klarer Felsschrift zu lesen und die spärliche Bewachsung ist mehr nur eine leichte Verzierung als ein undurchdringlicher Waldteppich. So wird die Wirksamkeit der Landzerstörung auf Schritt und Tritt offenbar genug, um eine restlose Deutung dieser Vorgänge zu ermöglichen.

Hier bot sich Kerner ein Schauplatz für seine Forschung, wie es sich kaum schöner und ergiebiger denken läßt. Seine hohen künstlerischen Fähigkeiten als Zeichner und Maler erlaubten ihm, zu einem Illustrator dieses Karstlandes zu werden und Bilder zu schaffen, die weit über den Wert von Photographien hinaus viele unsagbar feine Wesenheiten dieses Landes offenbarten. Es ist sehr schade, daß dieses reiche Bildwerk heute noch zu verstreut ist, um seinen vollen guten Einfluß zu erlangen.

Eine entscheidende Wendung brachte im Jahre 1904 seine Verheiratung mit Fräulein Etelka Wilhelm. Damit hatte er eine sehr lebenswürdige, feinsinnige Gemahlin gefunden, die es verstand, ihm ein ungestört friedliches Heim zu schaffen, das seine Studien 40 Jahre lang vor äußeren Störungen zu bewahren vermochte.

Über die wissenschaftlichen, geologischen Entdeckungen hat Kerner vor allem mit den schönen Kartenblättern Kistanje—Dernis, Sebenico—Traù, Sinj—Spalato, Solta, Knin—Ervenik und Zara berichtet. Diese Blätter sind i. M. 1:75.000 in dem großen Kartenwerk der k. k. Geol. Reichsanstalt erschienen und bleiben durch ihre Klarheit und Sorgfalt Schmuckstücke in dieser erdkundlich so wichtigen Sammlung.

Mit dem verlorenen Weltkrieg wurde Kerner sein geliebtes Arbeitsfeld in Dalmatien entrissen. Als Ersatz wurde er zur Heraus-

gabe von Blatt „Lofer—St. Johann“ herangezogen, das 1927 von der nunmehrigen geol. Bundesanstalt im Farbendruck ausgegeben wurde.

Endlich konnte er noch für das 1929 erschienene Blatt „Ötztal“ einen Beitrag über den Pinnisser Schrofen liefern.

In dieser Reihe von geologischen Kartenblättern kommt eine sehr hohe Summe von geologischen Erfahrungen zur Geltung. Diese Summe ist natürlich für den erfahrenen Geologen eine besonders große. Kerner hat aber zu seinen Karten leichtverständliche Erläuterungen und eine hohe Zahl von dazugehörigen Landbeschreibungen veröffentlicht.

Über seine Arbeiten hat Kerner in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt schon 1919 ein Verzeichnis seiner ersten 152 erdkundlichen Arbeiten veröffentlicht. In diesem Nachruf soll der Rest seines Schaffens mit den Nummern 153 bis 251 zum Abdruck kommen. Wenn man dieses Verzeichnis mit dem ersten vergleicht, so findet man im zweiten ein viel stärkeres Überwiegen der Meteorologie über die Geologie. Darin kommt vor allem das Zurücktreten der Feldgeologie zum Ausdruck.

Kerner hat zwar bis zu seiner Erkrankung von seinem Landhaus Marilaun im Gschnitztal noch unablässig kleinere geologische Arbeiten betrieben, aber nicht mehr in der Geschlossenheit wie einst in Dalmatien.

Dafür hat er seine Freiheit vom Amtsdienste dazu benützt, seine meteorologischen und geologischen Erfahrungen in zwei wichtigen größeren Werken, und zwar 1930 in der „Paläoklimatologie“, 1934 in der „Paläogeographie“ zusammenzufassen.

Beide Werke konnte Kerner nur schreiben, weil er immer sein meteorologisches Wissen durch das ebenbürtige geologische ergänzen und weiterführen konnte. Dazu kamen dann noch die bunten, farbenreichen Eindrücke seiner Weltreisen sowie eine seltene Einsicht in die fossilen Überlieferungen der Tier- und Pflanzenwelt.

So war Kerner gewiß der richtige Mann, um solche große Aufgaben mit zahlreichen neuen Überlegungen und scharfer Kritik für die Zukunft bereitstellen zu können.

So sehr Kerner in erster Linie bei seinen Forschungen den rein geistigen Arbeitsteilen nachging, so war ihm jede Minderbewertung der praktischen geologischen Arbeiten fremd. Er begann seine praktischen Arbeiten bereits 1903 mit einer Untersuchung der Eisenerze von Kotlenice in Dalmatien. 1907 beschäftigte er sich mit dem kohlenreichen Neogen von Ruda, 1910 bearbeitete er wieder dalmatinische Eisenerze. Für den internationalen Geologenkongreß in Toronto lieferte er eine Schätzung der Kohlenvorräte von Dalmatien.

Vielfach und sehr eingehend hat sich Kerner mit der Geologie der Bauxitlager abgegeben. Er galt als einer der besten Kenner dieser Lagerstätten, die er auch 1921 zusammen mit den Braunkohlen als „Wertmesser der Tertiärklimate von Dalmatien“ hingestellt hat. Viele Arbeit hat er auch für die Klärung der Entstehung der Asphaltvorkommen aufgewendet. Prüfungen von Ligniten, Gipsvorkommen, Kohlenmulden, weiter auch zahlreiche Untersuchungen von Quellen liefen neben der geologischen Landesaufnahme her.

Jedenfalls ist Kerner nicht den praktisch geologischen Aufgaben seines Arbeitsraumes ausgewichen, wobei ihm auch viele Erfolge beschieden waren.

Die Meteorologie, in welche ihn schon sein Vater in jungen Jahren eingeführt hatte, hat ihn sein ganzes Leben nicht freigegeben. Hier ist seine Stellung eine durchaus eigenartige, nicht allein durch die lange Zeitdauer der Beschäftigung, sondern noch mehr durch die Mannigfaltigkeit der selbstgewählten Fragestellungen. Er begann schon 1887 mit Untersuchungen von Schneegrenzen, Bodentemperaturen und Föhnstudien.

Waren diese Aufgaben zuerst streng lokal gebunden, so vermochte er, sie allmählich über die ganze Erde anzubreiten.

Aus dem Jahre 1943 besitzen wir noch vier meteorologische Arbeiten über das Klimazeugnis der Funde in der Braunkohle des Geiseltales, die Wertbestimmung der Hydrometeore in der Paläoklimatologie, Deutschlands Klima im Eozän und den Wechsel der Sonnenenergie. Die Sonderdrucke dieser Arbeiten konnten erst nach seinem Tode verteilt werden.

Seine letzte Lebenszeit war durch ein immer schärfer betontes Herzleiden verdüstert. Offenbar war dieses Leiden durch viele Überanstrengungen seines Berufslebens herbeigeführt worden.

In dieser schweren Zeit einer steigenden Invalidität war die rührende Sorgfalt und unablässige Pflege seiner vielgeliebten Eitelka wie ein mildes Gnadenbild, das ihn mit seiner gütigen Strahlung umhüllte und beschützte. Den letzten Sommer in den Alpen verbrachten die beiden tief Vereinten auf den Waldhöhen von Seefeld bei Innsbruck. Ein reiches und glückliches Leben ist Fritz v. Kerner beschieden gewesen. Seine Bescheidenheit und stille Zurückgezogenheit wurden aber in seiner Beamtenlaufbahn immer wieder zu seinem Schaden mißbraucht. Sein wahres Glück lag aber wohlgeborgen, fernab in seinem ungestörten Forschen und Finden, in der unbestechlichen Freude des Entdeckers, in den glückseligen Einfühlungen in die Schönheit der Natur und einem von hilfsbereiter Liebe begleitetem Dasein.

So war er ein glücklicher Wanderer zu den Urquellen menschlicher Einsicht und allen Offenbarungen der Schönheit dieser Welt. Durch eine weise Fügung ist Kerner von allen Übertreibungen verschont geblieben. Wir aber können von Fritz v. Kerner nicht Abschied nehmen, wenn wir auch wollten, weil seine Freuden auch die unseren sind, die er nur in einem vorbildlichen Ausmaß besaß und in denen er immer wieder zu uns zurückkehrt.

Otto Ampferer.

**Verzeichnis der erdkundlichen Arbeiten von Dr. F. Kerner v. Marilaun.**  
2. Folge, Nr. 133—251.

- 153 Spitalers neuer Erklärungsversuch der Eiszeit. „Eiszeit“, I. Bd., 1920.  
154 Geographische Analysis der ozeanischen Temperaturen am 45. Parallel.  
Sitzber. d. Akad. II a. 129. Bd., H. 4, 1920.

- 155 Die Asphaltlagerstätten Dalmatiens. „Bergbau u. Hütte“, 6. Jahrg., H. 5, 1920.
- 156 Paläoklimatologie u. Lagerstättenkunde. „Bergbau u. Hütte“, 6. Jahrg., H. 6, 1920.
- 157 Die Grenze zwischen Kristallin u. Trias, am Nordhang des Tribulaun. Verh. d. geol. Bundesanst. 1920, H. 7.
- 158 Erläut. zum Nachtrag zur geol. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche u. Länder der österr.-ung. Monarchie, SW-Gruppe, Nr. 119, Knin—Ervenik, Zone 29, Kol. XIV, 1920.
- 159 Erläut. zum Nachtrag zur geol. Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche u. Länder der österr.-ung. Monarchie, SW-Gruppe, Nr. 117, Zara, Zone 29, Kol. VII, 1920.
- 160 Die Grundlagen u. Aufgaben d. paläoklimat. Forschung. Mitteil. d. geol. Gesellschaft, 13. Bd., 1920.
- 161 Bauxite u. Braunkohlen als Wertmesser der Tertiärklimate in Dalmatien. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 130. Bd., H. 1—3, 1921, 1 Textfig.
- 162 Beitrag z. Kenntnis d. ostadriatischen Bauxite. Berg- u. hüttenmänn. Jahrb. d. mont. Hochschule Leoben, 69. u. 70. Bd., H. 4, 1922, 2 Textfig.
- 163 Der Schuppenbau d. Gipfelregion d. Steinacherjoches. Verh. d. geol. Bundesanst. 1922, H. 4 u. 5.
- 164 Die Überschiebung am Rotwandl im Steinernen Meere. Verh. d. geol. Bundesanst. 1922, H. 10—12.
- 165 Die Polverschiebungen als Teil von Wegeners Hypothese im Lichte des geol. Zeitbegriffs. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 131. Bd., H. 1—3, 1922.
- 166 Die Einwände gegen die Polverschiebungshypothese. Meteorolog. Zeitschr., 39. Bd., H. 8, 1922.
- 167 Der Hauptsteinwand gegen die Konstanz der Pollage. Meteorolog. Zeitschr., 39. Bd., H. 8, 1922.
- 168 Das akryogene Seeklima und seine Bedeutung für die geol. Probleme der Arktis. Sitzber. d. Akad. d. Wiss., 131. Bd., H. 6, 1922.
- 169 Zur Eriuerung an Guido Stache. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 71. Bd., H. 1 u. 2, 1922.
- 170 Über die morphologischen u. hydrographischen Verhältnisse in Mitteldalmatien. Bull. de la Societe d. Geogr. d. Belgrade. 7 Textfig., 1922.
- 171 Geol. Störungen in der Umgebung des Pillersees (Aufnahmeber.). Verh. d. geol. Bundesanst. 1923, H. 4.
- 172 Die Grundgleichung der Paläoklimatologie. Meteorolog. Zeitschr. 40. Bd., H. 3, 1923.
- 173 Klimatologische Analysis der Terrarossa-Bildung. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 132. Bd., H. 4—6, 1 Textfig., 1923.
- 174 Solarklimatische Spielräume morphogener Hemisphärentemperaturen der Vorzeit. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 133. Bd., H. 7 u. 8, 1924.
- 175 Die methodischen Fehler in der Paläoklimatologie. 41. Bd., H. 10, 1924.
- 176 Der Einfluß der variablen Erdbahnelemente auf das morphogene Wärmebild Europas im Tertiär. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 154. Bd., H. 3 u. 4, 1925. Mit 1 Tafel.
- 177 Jahreszeitliche Verschiebung des Niederschlagsminimums im obersten Innitale. Meteorolog. Zeitschr., 42. Bd., H. 9, 1925.
- 178 Ein Hagelwetter auf der Insel Brazza. Meteorolog. Zeitschr., 42. Bd., H. 9, 1925.
- 179 Kartogr. Darstellung der Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode. Meteorolog. Zeitschr., 42. Bd., H. 9, 1 Textfig., 1925.
- 180 Die paläoklimatische Bedeutung der Bauxite. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, 18. Bd., 1925.
- 181 Die Überschiebung am Gipfel des Kesselspitz. Verh. d. geol. Bundesanst. 1925, Nr. 5, 1 Textfig.

- 182 Fossile Floren als Höhenmesser vorweltlicher Gebirge. *Mitteil. d. Geol. Gesellschaft.* 18. Bd., 1925.
- 183 Oskar Lenz, *Verh. d. geol. Bundesanst.* 1925, Nr. 5.
- 184 Über die nicht-reale Poltemperatur im reinen Seeklima. *Meteorolog. Zeitschr.*, 42. Bd., H. 9, 1925.
- 185 Harmonische Temperaturanalyse des südatlantischen Stromringes. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.*, 135. Bd., H. 9., 2 Tafeln, 1926.
- 186 Sandströms neue Eiszeithypothese. „Eiszeit“, 3. Bd., H. 1, 1926.
- 187 Neuer Beitrag zur Kenntnis der ostadriatischen Bauxite. *Mont. Rundschau*, 18. Jahrg., Nr. 24, 3 Textfig., 1926.
- 188 Spezialaufnahme der Kirchberggruppe auf dem Blatte Lofer—St. Johann d. geol. Spezialkarte d. Rep. Österreich, Zone 15, Kol. VII, 4949 der Spezialkarte, 1927.
- 189 Eine Wanderung durch den adriatischen Karst. *Erdkundl. Quellenbuch Europa I*, 1927.
- 190 Der klimatische Schwellenwert des vollständigen Lateritprofils. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.* II a, 136. Bd., H. 7, 1927.
- 191 Bemerkungen zur Nomenklatur der Bauxite. *Mont. Zeitung*, 35. Jahrg., Nr. 9, 1928.
- 192 Die klimatischen Bildungsbedingungen der deutschen Kaoline und Bauxite. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.* II a, 137. Bd., H. 8, 1928.
- 193 Altersbeziehungen zwischen Bauxitlagerstätten und Kohlenlagern auf der Ostseite der Adria. *Mont. Zeitung*, 35. Jahrg., Nr. 6, 1928.
- 194 Ein sehr bemerkenswerter Fall von Siallitbildung in einem mediterräum Gebirgsklima. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.* II a, 137. Bd., H. 8, 1928.
- 195 Spezialaufnahme d. Pinnisser Schrofen auf d. Blatt Ötztal, Zone 17, Kol. IV, 1929.
- 196 Paläoklimatologie. Berlin, Bornträger, 21 Textfig., 1930.
- 197 Eine abweichende Meinung über die Entstehungsweise der Eiszeit. „Eiszeit“, 7. Bd., 1930.
- 198 Einfluß der Sonnenflecken und Vulkanausbrüchen auf das Klima. „Medizinische Klinik“, 1931, Nr. 10.
- 199 Geologische Klimate. *Meteorolog. Zeitschr.*, 48. Bd., H. 9, 1931.
- 200 Mein geol. Lokalmuseum bei Trins im Gschnitztal. *Verh. d. geol. Bundesanst.* 1932. Nr. 5 u. 6.
- 201 Anisothermie in Quellhorizonten und ihre geol. Deutung. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.* II a, 141. Bd., H. 5—7, 1932.
- 202 Der heutige Stand des Problems der milden Polarklimate der Vorzeit. *Meteorolog. Zeitschr.*, 49. Bd., H. 5, 1932.
- 203 Das Klimazeugnis der Gosauformation. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.*, 143. Bd., H. 5 u. 6, 1934.
- 204 Beiträge zur Paläoklimatologie. *Mitteil. d. Geol. Gesellschaft in Wien*, 27. Bd., 1934.
- 205 Paläogeographie mit besonderer Rücksicht auf die Fehlerquellen. Berlin, Brüder Bornträger, 27 Textfig., 1934.
- 206 Studien über die Wintertemperaturen im alpinen Gürtelmeer der Keuperzeit. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss.* II a, 1935.
- 207 Die ersten unreduzierten Isothermenkarten Österreichs. *Meteorolog. Zeitschr.*, 52. Bd., H. 8, 1935.
- 208 Klimatologische Betrachtung der eiszeitlichen Vergletscherung Jakutiens. *Meteorolog. Zeitschr.*, 53. Bd., H. 8, 1936.
- 209 Über die Wachstumsgrenzen des Schneefalls bei sinkender Temperatur. *Meteorolog. Zeitschr.*, 53. Bd., H. 7, 1936.
- 210 Über die Brennerstraße ins Gschnitztal. Führer zu den Quartärexkurs. in Österreich. III. Internat. Quartärkonf., 1936.

- 211 Kleinklimatisches aus dem tirolischen Gschnitztale. Bioklimat. Beiblätter, H. 2, 1936.
- 212 Die Bedeutung der zonalen Wärmeversionen für die Eiszeitchronologie. Meteorolog. Zeitschr., 53. Bd., H. 2, 1936.
- 213 Fortschritte in der Behandlungsweise der paläoklimatischen Probleme. „Forschungen u. Fortschritte“, 12. Jahrg., Nr. 29, 1936.
- 214 Worte anlässlich der 250. Wiederkehr des Geburtsjahres der Paläoklimatologie. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft, 89. Bd., H. 3, 1937.
- 215 Erneute Erklärungsversuche des Vorkommens von Riffkorallen in den europäischen Meeren der Vorzeit. „Forschungen u. Fortschritte“, 13. Jahrg., Nr. 14, 1937.
- 216 Die Moräne bei Trins im Gschnitztal doch Gschnitzstadium. Verh. d. geol. Bundesanst. 1937, Nr. 5 u. 6.
- 217 Das Gletscherphänomen als Optimum betrachtet, jetzt und einst. Verh. d. III. Internat. Quartärkonf. 1938.
- 218 Warum können wir die Milankovic-Schwankungen nicht ins Tertiär zurückverfolgen? Zeitschr. für Gletscherkunde, 26. Bd., H. 3—4, 1938.
- 219 Schneefallmengen bei Mitteltemperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Meteorolog. Zeitschr., 55. Bd., H. 8, 1938.
- 220 Neues von meinem geologischen Museum bei Trins im Gschnitztal. Verh. d. geol. Bundesanst. 1938, Nr. 6.
- 221 Darstellung d. eiszeitlichen Strahlungswechsel durch Äquivalente der Sonnenlänge. Meteorolog. Zeitschr., 55. Bd., H. 2, 1938.
- 222 Paläoklimatologie. Geol. Jahresberichte, 1. Bd., 1938.
- 223 Paläogeographie. Geol. Jahresberichte, 1. Bd., 1938.
- 224 Alter der Erde. Geol. Jahresberichte, 1. Bd., 1938.
- 225 Der Einfluß der Schneeschmelze auf den Wärmegang der Gebirgsquellen. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 147. Bd., H. 1 u. 2, 1938.
- 226 250 J. Paläoklimatologie, 125 J. Eiszeitforschung. Meteorolog. Zeitschr., 56. Bd., H. 5, 1939.
- 227 Das Wärmebild der Quellen eines Bergabhanges in den Alpen. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 148. Bd., H. 1 u. 2, 1939.
- 228 Ein bemerkenswerter Fall von Änderung des jährlichen Niederschlagsregimes mit der Seehöhe. Meteorolog. Zeitschr., 56. Bd., H. 5, 1939.
- 229 Zur Darstellung der eiszeitl. Strahlungswechsel durch Äquivalente der Sonnenlänge. Meteorolog. Zeitschr., 56. Bd., H. 7, 1939.
- 230 Wie würde sich bei Änderung der Sonnenstrahlung das zonale Wärmegefälle ändern? Meteorolog. Zeitschr., 57. Bd., 1940.
- 231 Paläoklimatologie. Geol. Jahresberichte, 2. Bd., 1940.
- 232 Paläogeographie. Geol. Jahresberichte, 2. Bd., 1940.
- 233 Eine besondere Darstellungsart der Wärmeverteilung auf konvexen Flächen. Meteorolog. Zeitschr., 59. Bd., H. 6, 1941.
- 234 Hitzeextreme in der Breitenzone des sekundären sommerlichen Maximums der Sonnenstrahlung. 59. Bd., H. 7, 1941.
- 235 Reale Bedeutung des doppelten Sinusgliedes in harmonischen Wärmeformeln. Meteorolog. Zeitschr., 59. Bd., H. 7, 1941.
- 236 Submarine Schwellenhebung als Erzeuger einer Allgemeinvereisung. Zeitschr. für Gletscherkunde, 34. Bd., 1941.
- 237 Analysis des jährlichen Wärmeganges der Gebirgsschuttquellen. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 150. Bd., H. 1, 1941.
- 238 Ein Blick auf die aperiodischen Wärmeschwankungen der Gebirgsschuttquellen. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 150. Bd., H. 1, 1941.
- 239 Jahreszeitlicher Wechsel der Genauigkeit berechneter Bodentemperaturen. Meteorolog. Zeitschr., 59. Bd., H. 7, 1941.

- 240 **Schlußbericht über mein geologisches Museum bei Trins im Gschnitztal.** Verh. d. geol. Bundesanst., 1941.
- 241 **Jahresschwankung der Fehler berechneter Bodentemperaturen.** Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 151. Bd., H. 1—6, 1942.
- 242 **Das Klimazeugnis der Funde in der Braunkohle des Geiseltales.** Sitzber. d. Akad. d. Wiss. II a, 152. Bd., H. 1, 1943.
- 243 **Die Wertbestimmung der Hydrometeore in der Paläoklimatologie.** Meteorolog. Zeitschr. 1943.
- 244 **Deutschlands Klima im Eozän.** Mitteil. des alpenländischen geol. Vereines, 35. Bd., 1942.
- 245 **Wechsel der Sonnenenergie in der geol. Vorzeit.** Meteorolog. Zeitschr., 60. Bd.
- 246 **Paläoklimatologie.** Geol. Jahresberichte, 3. Bd.
- 247 **Paläogeographie.** Geol. Jahresberichte, 3. Bd.
- 248 **Die Geiseltalfunde.** „Forschungen u. Fortschritte“.

Nachtrag weiterer Arbeiten:

- 249 **Neue Gesichtspunkte betreffend das Problem der fossilen arktischen Floren.** Vortrag, gehalten in der Zool. Botan. Ges. 1922.
- 250 **Fridolin Krasser.** Verh. d. geol. Bundesanst., Nr. 2, 1923.
- 251 **A. Wegeners Stellungswchsel zur Frage der Paläoklimate.** Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft, 86. Bd., H. 2, 1934.

# Das Enargitvorkommen Dudice in Mazedonien.

Ein neuerer Kupferschurfbau und seine lagerstättengeologischen Beziehungen zu anderen Enargit-Kupfervererzungen.

Von **Gustav Hiebleitner.**

Mit 2 geologischen Karten, 6 gezeichneten Abbildungen und 4 Fotos.

## Übersicht.

1. Einleitend: Zur Frage der europäischen Kupfererzreserven . . . . .	53
2. Die geologischen und lagerstättenkundlichen Bedingungen des Kupferschurfgebietes von Dudice . . . . .	57
3. Vergleiche zu anderen Enargit-führenden Kupferlagerstätten, insbesondere des Balkans . . . . .	74
Anhang: Über die Schurfaufgaben am Enargitvorkommen von Dudice . . . . .	90
Hinweis auf Schrifttum . . . . .	92

Neben der hier beigegebenen geologischen Detailkarte des engeren Bergbaugbietes von Dudice war eine zweite geologische Kartenbeilage vorgesehen, welche die Kartierungsergebnisse der weiteren Umgebung von Dudice dargestellt hat. Letztere Karte geriet mit anderen Abbildungen im Anstaltsgebäude der Geologischen Bundesanstalt während der Kriegswirren in Verlust. Eine Kopie stand dem Verfasser leider nicht zur Verfügung. Teilweisen Ersatz sollen die geologischen Profilansichten Abb. 4—6 gewähren, welche während der Kartierungsarbeiten gezeichnet worden waren. — Schließlich wurde noch die prov. geol. Übersichtsaufnahme 1940 aufgefunden und hier beigegeben.

### 1. Zur Frage der europäischen Kupfererzreserven.

Die Welterzeugung an Kupfermetall wird für 1936 mit 1,700.000 t beziffert (Berg u. Friedensburg, Lit. 30) und dürfte 1945, von der Kriegskonjunktur beeinflusst, um 2,000.000 t betragen haben.

Das Vorkriegs-Deutschland allein nahm in Friedenszeit 10—16% der Weltproduktion auf, das sind jährlich etwa 180.000 bis über 200.000 t, also ungefähr soviel oder mehr als die gesamte europäische Kupferproduktion zusammengenommen beträgt.

Angesichts der Weltproduktion und des Weltbedarfes an Kupfer ist Europa also nicht gerade als bevorzugtes Kupferland anzusehen und es besteht auch kaum geologische Aussicht, daß es in Zukunft als solches gelten wird. Die europäische Kupferversorgung ist auf beträchtliche Einfuhr angewiesen.

Wie steht es im einzelnen mit der Produktion und den Zukunftsaussichten des europäischen Kupferbergbaues?

In dem erst kürzlich erschienenen Buche von Berg und Friedensburg „Das Kupfer“ (Lit. 30) sind auch in dieser Richtung eine Reihe von Aussagen gemacht, daraus entnommene Angaben neben anderen werden entsprechend zitiert.

An erster Stelle der europäischen Kupferproduktion steht Spanien, das seit vorgeschichtlicher und alter Zeit her einen Ruf als Kupfererzeuger besaß und im Friedensjahr 1929 eine Spitzenausbeute von 60.000 t Cu-Metall aufwies; diese Leistung rührt vor allem von der Ausbeute der Cu-haltigen Schwefelkiese des Rio-Tinto-Bezirktes her. Dort sind nach Berg und Friedensburg (Lit. 30) noch bedeutende Cu-Vorräte vorhanden. Die Erzformation des Rio-Tinto-Gebietes streicht auch nach Portugal ein, mit dort aufsteigend entwickeltem Kupferbergbau.

In Friedenszeit erleidet die spanische Produktionshöhe eine Bindung durch die Schwefelkiesnachfrage. In Kriegszeiten schwillt die Erzeugung an. Nach einer Meldung in der Zeitschrift f. praktische Geologie 1943, S. 85, wird aus diesem Jahr beispielsweise eine Monatsproduktion von 13.000 t verzeichnet.

Spanien zunächst stand Jugoslawien, dessen Kupfermetallerzeugung, verkörpert in der Produktion des Bergbaues Bor in Serbien, vor dem Kriege 40.000 Jahrestonnen erreichte. Die Größenordnungen der nutzbaren Cu-Inhalte der Lagerstätten von Bor sind einigermaßen bekannt und begrenzt, hier hat vor allem der Einbezug auch Cu-ärmerer Kiese eine Erweiterung gebracht. Doch sind die Vorräte bei angespannter Förderung in 1—2 Jahrzehnten ausgeschöpft, falls nicht zusätzliche Erschließungen gelingen.

Deutschland vermochte aus dem Mineralschatze des eigenen Bodens in Friedenszeit etwa 25.000 t Kupfermetall jährlich herauszuholen, über 20.000 t stammten aus dem Kupferschieferhorizont, ein kleinerer Teil aus dem Rammelsberger Kieslager und aus anderen Vorkommen. Schon in den Friedensjahren vor 1939 hatte Deutschland Bemühungen eingesetzt, seine Kupfererzreserven zu erweitern, der gegenwärtigen Produktion die Stetigkeit zu erhalten, die Erzförderung nach Möglichkeit zu steigern.

Der Erschließung von Kupfererzreserven auf deutschem Boden sind lagerstättengeologische Grenzen gesetzt. Die Hauptkupferquelle liegt jetzt als auch in Zukunft im Horizont des Mansfelder Kupferschiefers. Auch über Mansfeld hinaus hat er Verbreitung, dort haben auch mit Erfolg neue Erschließungen begonnen.

Der Ausschnitt an Kupfererzgewinnung, welcher aus den Lagerstätten in der Grauwackenzone der Ostalpen stammt, die Produktion von Österreich beinhaltend, ist gering, doch nach längerer Pause wieder im Wachsen. Von alter und mittelalterlicher bis in die neue Zeit herauf ist auf den Kupferlagerstätten insbesondere Salzburgs und Tirols Bergbau umgegangen. Der prähistorische Bergbau auf den Mitterberger Gängen im Salzburgerischen hatte in der Zeit 1200—700 v. Chr. (H. Quiring) einer ganzen Kulturepoche

sein Merkmal aufgedrückt und mit dem Rohstoff Kupfer ein blühendes Metallgewerbe ins Leben gerufen.

Die Steigerung des Kupferbedarfes setzt mit der ruckhaften Entwicklung der Technik, in Sonderheit der Elektrotechnik, in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts ein und bringt Anforderungen an Umfang der Cu-Lagerstätten, denen die alpinen Vorkommen weder nach ihrer Menge noch nach ihrer Wirtschaftlichkeit gewachsen waren. Wohl hatte Mitterberg noch eine vorübergehende Blüte in den ersten beiden Jahrzehnten dieses Jahrhunderts erlebt, doch blieb ihm Nachhaltigkeit versagt. Die übrigen Vorkommen sanken zu Kleinbetrieben herab. Auch für die Zukunft können geologische Voraussicht und Erfahrung vorläufig nur beschränkte Hoffnungen auf die Cu-Erzzone der Alpen setzen. Das gleiche gilt für das geologisch ähnlich gebaute Cu-Révier in den Karpathen der Slowakei, wo nach H. Quiring ebenfalls ausgedehnter prähistorischer Bergbau, sogar älter wie der alpine, umgegangen ist. Der Faden der Cu-Erzeugung riß dort durch alle Jahrhunderte hindurch nicht ab, die ansteigende Produktion erreicht zur Zeit bereits wieder einige 1000 Jahrestonnen.

Die Kupfermetallproduktion von Norwegen wird für 1936 mit 22.000 t bezeichnet, jene von Schweden nach Angabe von Berg und Friedensburg 20.000 t im Jahre 1939, zum guten Teil dank der Produktion Bolidens mit 18% Cu im Hauwerk. Geophysik, angesetzt auf Höffigkeitszonen unter Moränenboden verborgen, kann in den nordischen Ländern noch weitere Erfolge bringen, ähnlich wie Boliden.

Anschließend reiht sich die Produktionsgröße von Finnland ein, mit 12.000 t Kupfermetall im Jahre 1929, hauptsächlich aus der noch Jahrzehnte reichenden (Lit. 30) Lagerstätte Outokumpu stammend.

Die Produktion der übrigen Länder Europas ist geringfügig, das europäische Rußland bis zum Ural praktisch knipferleer.

Die Lagerstättengeologische Abkunft der europäischen Kupferproduktion ist mannigfaltig. Die spanischen Erzvorkommen sind mit älterem Vulkanismus verknüpft, Bor in Serbien als nächstgrößerer Cu-Lieferant ist der typische Vertreter der Lagerstätten des Andesitvulkanismus, der Cu-Schieferhorizont der deutschen Zechsteinformation wird heute fast allgemein als unter besonderen Absatzbedingungen entstandenes und nachträglich verändertes marines Sediment betrachtet, die nordischen Vorkommen sind zumeist Metallisationen im Gefolge älterer, zum Teil metamorpher, saurer und basischer Plutone. Die in mannigfacher Gestalt auftretenden Cu-Vererzungen der Alpen und der slowakischen Karpathen werden heute ebenfalls als Teilerscheinung der Erzbildungsépoche der Andesitzeit aufgefaßt.

Wird die zusätzliche Lagerstättenhöffigkeit für Kupfermetall des europäischen Bodens nochmals kurz überblickt, wäre etwa folgendes zusammenzufassen:

Die Beziehungen zwischen Magmatismus und Lagerstättenbildung, mittelbar auch zwischen Gebirgsbildung und Lagerstättenbildung,

sind heute Ausgangspunkt für die Mehrzahl aller in großen Rahmen gestellten montangeologischen Beurteilungen.

Die Lagerstätten des älteren und des jüngeren Magmatismus sind, soweit ihre Ausbisse zur Entdeckung führen konnten, wohl ziemlich erschöpfend bekannt, zumindest der engere Hoffnungsbereich eines Erzrevieres ist meist gut abgrenzbar. Die bunte Färbung der Cu-Oxydationserze hat ja seit je die Entdeckung der Cu-Lagerstätten und die Hinführung der primitiven Völker auf ein Erschmelzen von Metall erleichtert.

Neuentdeckungen von Kupferlagerstätten, bezw. neuen Kupferrevieren des älteren Magmatismus aus der rein geologischen Durchforschung heraus werden heute nur mehr spärlich fließen, denn dort sind die ursprünglichen Faktoren der Lagerstättenbildung durch Tektonik und Metamorphose meist verwischt, so daß Schlüsse aus der Oberflächenbeschaffenheit der Gesteine auf in der Tiefe zu vermutende Lagerstätten nur selten und zu unsicher zu ziehen sein werden. Der Geophysik bleibt allerdings auch hier noch ein Raum.

Anders steht es mit der Erwartung von Lagerstätten, in Sonderheit auch von Kupferlagerstätten, aus der kretazisch-tertiären Vulkanepoche und Metallisation, in deren Bereichen magmatische, tektonische, in der Regel auch räumliche Elemente, die zur subvulkanischen Lagerstättenbildung geführt haben oder führen konnten, auch die Beziehung der Erzbildungsvorgänge zu Nebengestein, Veränderung desselben usw. noch klar ersichtlich sind. Hier kann die geologische Beobachtung noch zu Deutungen und Schlüssen kommen, wo keine oder nur geringe oberflächliche Erzzeichen etwaige Lagerstätten in der Tiefe verraten, zumindest können für die Durchführung von geophysikalischen Untersuchungen die erzhöflichen Räume enger abgegrenzt werden.

Während der letztvergangenen Jahrzehnte war in den vulkanischen Lagerstättenprovinzen des Balkan- und Karpathenraumes eine umfangreiche und meist gründliche Schurfinitiative tätig, die nicht nur immer Bergbaureste der Alten sondern neben Erzspreuen auch allgemeine geologische Erfahrungen und Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen zum Ausgang ihrer Arbeiten machte. Die Erschließung einer Reihe bedeutender Vorkommen von Cu, Pb-, Zn- und anderer Erze ist ihr zu verdanken.

Auch der Bergbau der Alten hatte die Abhängigkeit der Sulfidlagerstätten — neben Kupfer lag ihnen vor allem an Gold und Silber — von den Porphyrgesteinen erkannt. Prähistorischer, alter und mittelalterlicher Bergbau ist ja weit über die Vulkanzonen von Karpathen und Balkan verbreitet. Kaum ein Gangausbiß, der hier nicht von den Alten zumindest oberflächlich angeschürft worden wäre. Bewundernswertes haben in diesem Belange die sächsischen Bergleute im Mittelalter am Balkan geleistet.

Die Bedeutung der Eisernen-Hut-Zone war den Alten gut bekannt, fanden sie doch gerade in der Oxydationszone beträchtliche Au-Anreicherungen.

Der neuzeitliche Bergbau hat ja wohl in den meisten Fällen von solchen Arbeiten der Alten seinen Ausgang genommen. Gesteigerter

Einsatz und Vervollkommnung der bergbaulichen Betriebsmittel haben dem neuzeitlichen Bergbau nicht nur neue Teufen erschlossen, sondern er ist auch darangegangen, allgemeine, ja weltweit zusammengetragene geologische und geophysikalische Erfahrungen sich zunutze zu machen und damit ganz bedeutende Untersuchungsarbeiten in solcher Art erkannte Hoffungsgebiete — sei es auch unter beträchtlichem Wagnis — hinein zu tragen. Propylitonen, mit oder ohne Erzindikationen, Eiserne Hut-Bildungen, deren verfeinerte Typenunterscheidung herangezogen wird, erzverdächtige Verkiezelungszonen und Störungsbereiche, auch raumgeologische Besonderheiten, Kontakträume usw. werden, nach Möglichkeit geophysikalisch überprüft, zum Ausgangspunkt großzügiger bergbaulicher Untersuchungsprojekte gemacht, die stollenmäßig, schachtmäßig und tiefbohrtechnisch gelöst werden.

Der Erfolg des Bergbaues Bor vor etwa 50 Jahren, wo unter dem erzleeren „quartz carié“, einer von Cu-Metall ausgelangten verkiezelten Hutzone, der reiche Kupfererzkörper des Čuka Dulkan gefunden wurde, hatte den Schurfarbeiten am Balkan einen mächtigen Auftrieb gegeben. Eiserne Huthildungen, quartz-carié-Massen, Propylitonen wurden in großer Zahl bergmännisch neu untersucht, weit über den Umfang etwaiger vorhandener Arbeiten der Alten hinaus, bedeutende Km-leistungen an Querschlägen und Strecken, an Schächten und Bohrlöchern wurden vorgebracht. Vielen Fehlergebnissen steht eine Reihe günstiger Erfolge gegenüber: schon vor Jahren glückte der französischen Werksleitung in Bor der Nachweis weiterer Kupfererzkörper in Nachbarschaft des Čuka Dulkan in derselben Propylitzone. Hier einzureihen sind ferner die Erschließung der bedeutenden Pb-Zn-Lagerstätte Stari Trg von Trepca Mines, der Pb-Gänge von Zletovo, der Cu-Lagerstätten in Propylitonen Albulariens und andere.

Die Möglichkeiten der ernsthaften, weil geologisch begründbaren, wenn auch wagnisreichen Untersuchungsarbeiten in gewissen Abschnitten der Propylitonen des Balkans und Karpathenraumes sind auch heute noch lange nicht erschöpft, eine Reihe von Schurfproblemen harren noch ihrer Lösung. Dudice gehört hierzu.

## **2. Die geologischen und lagerstättenkundlichen Bedingnisse des Kupferschurfgebietes Dudice.**

Die ONO—WSW verlaufende Kammlinie des Dudicegebirges, Bestandteil des Kozufgebirges (griechisch Moglenagebirge), bis über 2000m SH ansteigend, trennt den serbisch-mazedonischen Raum westlich des Vardartales vom griechisch-mazedonischen. Auf der Nordseite des Dudicemassivs (griechisch Pinovo), also im jugoslawisch-mazedonischen Raum, liegen die Kupfervorkommen. Die Kammlinie gab im ersten Weltkrieg auch die Front der Mittelmächte ab, Wege-, Straßen- und Seilbahnbau wurden zu ihr hochgeführt.

Auch wehrgeologische Tätigkeit hat dieses Gebiet während des ersten Weltkrieges gestreift, doch sind Nachrichten über Kupfererzfunde meines Wissens nicht übermittelt worden. Nur das Auftreten

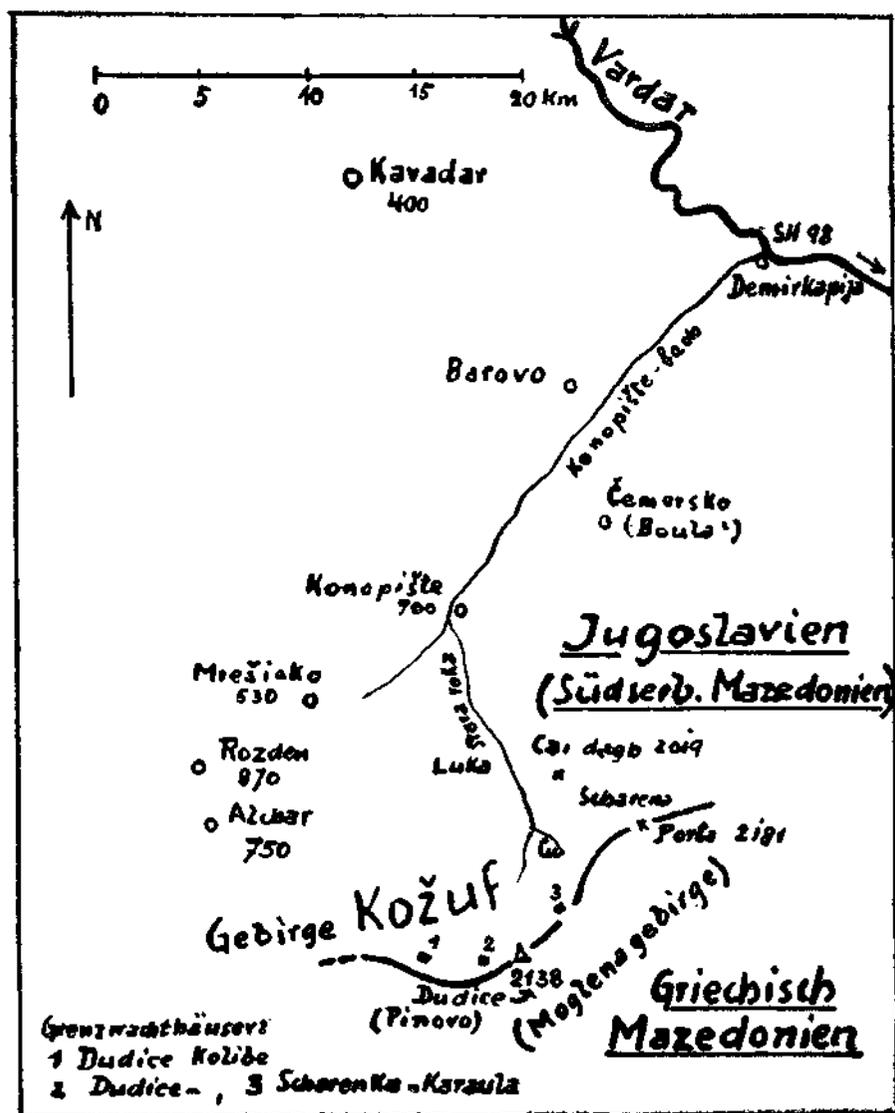


Abb. 1.

Allgemeine Lagenskizze des Dudicegebietes.

Cu = Kupferschürfe in der Energi-führenden Propylitbucht des Mirčevica potok-Tales.

von gediegen Schwefel war damals bekannt, von bulgarischer Seite ging darauf ein kleiner Gewinnungsbetrieb um.

F. Kossmat, der verdienstvolle Erforscher der zentralen Balkanhalbinsel, hat während des ersten Weltkrieges zwar das Gebiet von Dudice nicht selbst bereist, sah aber bereits ihm gebrachte Schwefelstufen dieser Herkunft. Er berichtet hiervon in seinem Buche (Lit. 16), in dem auch, aus allgemeiner Beziehung heraus, die Kalkmassen des 2138 m hohen Dudicegipfels für Kreide, Rudistenkalkfazies, gehalten werden (S. 98), allerdings ohne Angabe, ob tatsächlich Rudistenfunde gemacht worden seien.

K. Osswald hat 1938 in seinem Werke zur geologischen Geschichte Nordmazedoniens (Lit. 28), seine geologische Kartenaufnahme 1/300.000 erläuternd, zu den geologischen Verhältnissen von Dudice Stellung genommen. Von Kossmat wird hierbei noch die Auffassung übernommen, daß der Dudicegipfel von einem Kreidekalkmassiv eingenommen wäre, doch scheint das engere Dudicegebiet von Osswald nicht begangen worden zu sein. Die Schieferserie unter den Dudice-Kalken, Phyllite und Grünschiefer, stellt Osswald bereits zu seiner Phyllitserie D, entsprechend der paläozoischen Velesserie von Kossmat.

Die Kupferfunde von Dudice wurden erstmalig 1931 in einem bergmännisch gefaßten Aufsatz von Petunnikow (Lit. 19) mitgeteilt; neben Enargitfunden und anderen Kupfererzvorkommen werden auch Bleierzfunde erwähnt.

Bereisungen der Bergingenieure Turina und Mempel 1936 (Lit. 32) und Unterhössl 1938 und 1940 (Lit. 33) haben in erster Linie den Kupfererzfunden gegolten, die von den damaligen Eigentümern der Schurfrechte in kleinem Maße stollenmäßig beschürft wurden. Unterhössl hat die erste systematische Probenahme des Enargitganges im Stollenaufschluß 6 durchgeführt und einen Durchschnittsgehalt von über 3% Cu festgestellt, bei im Mittel 24 cm Gangbreite und 30 m erschlossener Strecklänge.

Ich selbst hatte Gelegenheit im Oktober 1940 (Lit. 35) eingehender eine geologische Untersuchung auf Dudice durchzuführen und das engere und weitere Bergbaugbiet in einer mehrtägigen geologischen Kartierungsarbeit, die seither durch wiederholte Besuche ergänzt wurde, etwas genauer kennenzulernen.

Die gesteinsmäßige Zusammensetzung des Dudicegebietes wird gebildet von Schiefen und marmorisierten Kalken mit nachfolgenden Durchbrüchen jungtertiärer vulkanischer Gesteine, begleitet von einem mächtigen Tuffmantel.

Bei den Schiefen handelt es sich um mehr und minder phyllitische Schiefer, zum Teil feinsandig. Stellenweise ist hochphyllitische Metamorphose vorhanden, bis zu richtigen seidenglänzenden Phylliten und Glanzschiefern, zum Teil Serizitphylliten und Quarzphylliten. Eingeschaltet in die Schieferserie treten Grünschiefer, auch kalkig, und Chloritphyllit auf. Auch dunkle, mäßig kristalline Kalke sind den Schiefen zwischengelagert. Vereinzelt sind dunkle, kohlenstoffreiche blättrige Schiefer, u. a. im Quellgebiet der Stara reka.

Die Schieferserie liegt im allgemeinen unter den Kalkmassen, auf tektonischem Wege wurden Schiefer auch in die Kalkmasse eingezwängt.

Die Kalke sind kristallin, von fast dicht scheinend feinkristallin bis zum mittelkörnigen Marmor, meist mehr massig als wie undeutlich oder zumindest nur abschnittsweise gebankt. In der Farbe hell, weißlich, klüftig bis leicht druckschiefrig, mitunter striemig. Häufig leicht bituminöser Geruch beim Anschlagen. Neigung zu Höhlenbildung entlang Schichtfugen, besonders in der Klamm des Stara

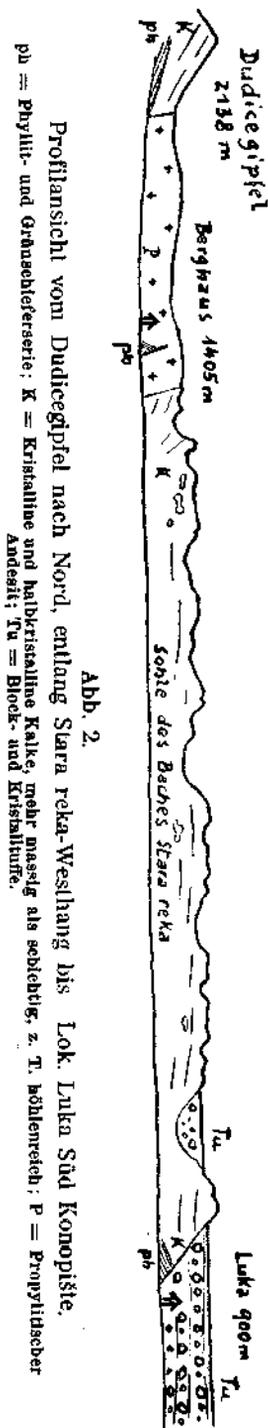


Abb. 2. Profilschnitt vom Dudicegipfel nach Nord, entlang Stara reka-Westhang bis Lok. Luka Süd Konopište.

reka-Tales auffällig (Abb. 2). Bestimmbare Fossilien wurden nicht gefunden, bei der starken Marmorisierung auch wenig aussichtsreich; vereinzelt bestand Verdacht auf Crinoidenreste. Die Mächtigkeit der über den Schiefeln gelagerten geschlossenen Kalkmassen beträgt mindestens 400—600 m.

In den Schiefeln und Kalken des Dudicegebietes metamorphe Kreide zu vermuten, besteht kein begründeter Anlaß.

Wo sichere Kreide, Oberkreide, in Nähe ist, wie als Gesteinsglied der Vardarzone von Veles, ist sie durch Schichtaufbau, unbedeutende Metamorphose, meist auch noch durch Fossilführung von den älteren Gesteinsserien auseinander zu halten, etwa auch dort, wo nachgosauische Tektonik, beispielsweise Nord Veles, den Kreidekalk unter Serpentin gebracht hat.

Noch näher liegt die Tithonkalk-Klippe von Demirkapija: fast nicht metamorphe, fossilführende Rifffalke, die mittels Basiskonglomeraten über dem Diabasmassiv von Djevelja aufruhet. Auch die vermutlich oberkretazischen Kalke und Mergelkalke beim Dorfe Krnovo, halbwegs zwischen Demirkapija und Konopište bei Dudice, sind nicht nennenswert metamorph, trotz stark gestörter Lagerung; ihre Position ist ähnlich dem Tithonkalk von Demirkapija, mit Blockschutt- und Konglomeratlagen über dem nördlichsten Ausläufer des Diabasmassivs von Djevelja aufliegend.

Die Schiefer und Kalke von Dudice sind eher mit den höchstwahrscheinlich paläozoischen metamorphen Kalkmassen und Schiefergesteinen in Beziehung zu bringen, die im Westen der Vardarschuppenzone, angelehnt an das Schiefer- und Marmordach des pelagonischen Kristallinmassivs, in breiter Ausdehnung, Gehirgsstöcke zusammensetzend — Schedeu, Suha gora, Ljuboten und andere —, die Serpentinzone von Raduscha und Jezerina umsäumen. Der Kalktypus des Schedeu und des in seiner Fortsetzung gelegenen Ljuboten im oberen Vardartal samt seiner Verbindung mit der hier vorzüglich in seinem Hangend auftretenden Schieferserie, erinnert an die devonen Kalkmassen, Schöcklkalktypus, des Grazer Paläozoikums, zum Teil an die

devonen Riffkalkmassen der steirischen Grauwackenzone, wie an anderer Stelle ausgeführt wird. Orthocerenverdächtige Querschnitte fanden sich im rötlichen Kalk auf der Nordseite des Ljuboten, bei Strpce. Bestimmbare Orthoceren hat F. Heritsch aus weiter südlich gelegenen metamorphen Kalken des Crni Vrh beschrieben und fand hierfür altpaläozoisches Alter gesichert.

Der Dudicekalk ist etwa mit dem Schedenkalk vergleichbar, ebenso wie ich für die Dolomitmarmore von Alchar westlich Dudice, von Kosmat für Trias gehalten, analog Scheden und Ljuboten nicht Triasalter, sondern Einordnung in die paläozoischen Kalkserien für zutreffender ansehe. Auch Osswald verweist dicht- bis feinkristalline Kalke aus der Umgebung des Dudicestockes ins Paläozoikum.

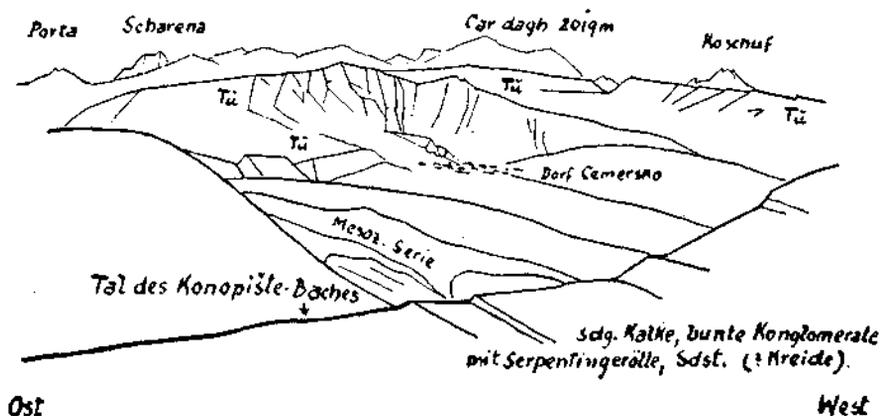


Abb. 3.

Ansicht der Vulkanberge Car dagh und Scharena im Dudicehauptkamm mit im Norden vorgelagertem Tuff-Fächer.

Gesehen vom Sattel West-Barovo an der alten Kriegerstraße Demirkapija—Konopište—Mrešieko.

Durch diesen Kalk- und Schieferkomplex des Dudicebereiches, von Gebirgsbewegungen, insbesondere wohl nachgosauischen, bereits stark gestört, dringen im Jungtertiär gewaltige Massen vulkanischer Ergußgesteine hoch: vorwiegend Hornblendeandesit, Hornblende-Biotitandesit, Biotitandesit, weniger dazitisches Gestein, reichlich Grünstein-artige einsprenglingsfreie Andesite, im Hauptkamm östlich des Dudicegipfels Hornblende-Biotitandesite mit großen idiomorphen glasigen Feldspatzwilligen Sanidin, Trachytandesite und Trachyte.

F. Tučan (Lit. 11) hat den Sanidineinsprenglingen des Trachyts der Scharena zunächst Dudice eine Untersuchung gewidmet und dreifachen Habitus festgestellt: verlängert in der Richtung der 001-Achse, in der Richtung der 100-Achse und tafelige Zwillinge nach der Fläche 010. BaO-Nachweis in Sanidin gelingt. Tučan führt die wechselvolle Ausbildung der Jung-eruptiva des Dudicebereiches auf verschiedene Assimilation von Kalk und Tonschiefer der Nachbarschaft zurück.

M. Tajder (Lit. 29) hat aus einem Abschnitt des Kozufgebirges Ost Dudice petrografische Untersuchungen durchgeführt und fand unter den Vulkaniten Übergänge zwischen Dälesiten und Latiten; das Gestein der Scharena wird als Trachyt bezeichnet.

Das vulkanische Aufbruchsgebirge um Dudice verrät eine axiale Erstreckung in SW—NO-Richtung. Osswald (Lit. 28) bezeichnet den Südostrand des Eruptivfeldes auf der griechischen Abdachung als Störungsrand. Es ist eine heute noch aktive Störung (Erdbeben von Valandovo 1931), die Eruptivdurchbrüche seien um diese, zum anderen Teil um eine im Innern des Gebirges verlaufende NO-Störung gruppiert. Das Eruptivfeld des Kozuf-Moglenagebirges stellt sich quer dem von NW her andringenden Cerna-ast der dinarischen Vardarzone entgegen, denselben in einen nördlichen und davon verschieden gebauten südlichen Abschnitt teilend, so daß Osswald aus diesen Verhältnissen auf eine schon während der Aufschuppung sich herausbildende Störung schließt.

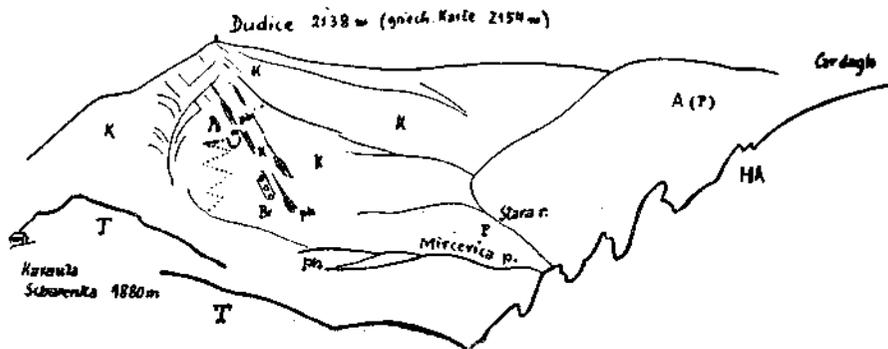


Abb. 4.

Ansicht des Dudicegipfels 2138 m, gesehen von Scharenka gegen SSW.

Pb = Schurfpunkt 10 des Textes; K = mäßig kristalliner Kalk; ph = Phyllit-Grünsehieferserie; A = Andesit; HA = Hornblendeandesit; P = Propylit; T = Trachyt; Br = Breccienspalten.

Die jungen Eruptivgesteinsmassen sind in einzelnen umgrenzten Abschnitten propylitisiert, insonderheit im Gebiet der Vererzungen. Es sind Typen des verquarzten, verkiesten, kaolinisierten Andesits, bezw. Propylits entwickelt. Auch eine löcherige, quarzreiche Abart von Propylit besteht, mit ausgelaugten Hornblende- oder Kieskristallen, dem quartz carié von Bor vergleichbar (Mühlsteinbrüche W vom Berghaus u. a. a. O.).

Das Vorkommen von „Bänderpropylit“, durch Quarzbänder in regelmäßigem Abstand erzeugte Streifung, die an die Schichtung eines Tuffes gemahnt, sowie der Vergleich dieser Propylitabart mit dem quarzgebänderten Dazitpropylit von Mačkatica wird später noch im einzelnen geschildert.

Eine etwas stärker hetonte Marmorisierung der an sich mäßig kristallinen Kalke an Andesitkontakten ist mitunter beobachtbar; sonstige Kontakterscheinungen fehlen. Erst die hydrothermalen Folgevorgänge erweisen sich an den Kontakten oft verstärkt.

Längs Kontakt Andesit zu Kalk zwischen den Tälern der Mirčevica potok und Stara reka erfolgte fast gangartig eine breite hydrothermale Verquarzung.

Innerhalb des Propylitgesteins, seiner O—W-verlaufenden steilen Klüftung folgend, treten ebenfalls gangartige Verquarzungszonen auf, häufig nachfolgender Vererzung dienstbar.

Die vulkanischen Blocktuff- und Feintuff-Massen im engeren Bereich von Dudice sind geschichtet und bestehen aus einem Wechsel von in sich massigen, groben Blocktufflagen mit Lagen von an Mächtigkeit überwiegenden feineren Tuffmassen, in denen mitunter noch vereinzelt gröbere Brocken oder auch noch recht große Blöcke liegen.

Die Blockbildungen werden in der Hauptsache von frischem Hornblendeandesit bestritten, die Blöcke sind eckig bis mäßig gerundet, ihre Größe schwankt von Faustgröße bis zu mehreren m<sup>3</sup>, grob ist zu mindergrob wirr gesellt, Abrollung, Sortierung oder Einschlichtung durch Schwemmbewegung ist nicht zu erkennen. Oft liegen die Blöcke ersichtlich ohne ihre stabilste Lage erreicht zu haben in Kristalltuff eingebettet, doch ist etwaige Einschlagwirkung nicht beobachtbar.

Derselbe gesteinsmäßig verfestigte Kristalltuff, welcher die Einbettungsmasse der groben Blocklagen bildet, setzt auch die im groben geschichteten, für sich mehr massigen Feintufflagen zusammen. Diese sind sandig mürb, leichter verwitterbar, Sedimentmaterial ist nicht beigemengt, die mineralischen Komponenten sind anscheinend die gleichen wie die des festen Blockandesits, unter Zurücktreten der dunklen Gemengteile. Petrografische Detailuntersuchungen stehen noch aus. Im Unterlauf der Stara reka hebt sich eine durch veränderten Feldspat weißliche Tufflage als weit austreichender Horizont heraus (Abb. 10 [Foto]). Fehlen auch eindringliche Anzeichen besonderer Umschwemmungs- oder Verschwemmungsvorgänge bei der Tuffablagerung wie Kreuzschichtung, rasch auskeilende Blocklagen usw., so sind vereinzelt doch schwache Diskordanzen der groben Blocktuffmassen gegenüber unterlagernden feineren Kristalltufflagen erkenntlich.

Beimengung von Sedimentmaterial in den Kristalltuff- und Blocktuffmassen konnte, wenigstens in den Zonen, welche den Vulkan-schlotten benachbart sind, nicht beobachtet werden.

Die nach Norden vom Dudicekamm absteigenden Täler entblößen in prachtvollen Wandfluchten die ungestört gelagerten, 5—6° nach Nord abfallenden Blocktuffmassen. Auf mehrere km Länge verfolgbar, streichen die einzelnen Grobblocklagen innerhalb der mehr sandig auswitternden feinen Kristalltuffe ungestört und gleichmäßig durch. Der kräftig wirkende Abtrag ruft an den Talwandungen schöne hohe Erdpyramidengebilde hervor, einzelne Blöcke, aus ihrem Verbau herausgeschält, bleiben auf einem Stiel von rascher angreifbarem Kristalltuff sitzen.

Hoch am Gebirgskamm beginnend, ja zum Teil bis zur Kammhöhe 1900 m SH. reichend, strahlen die Tuffmassen ungestört als gewaltiger Fächer nach Norden in das Tertiärbecken bis nahe an Kavadar

hinaus, mehrere hundert Meter mächtig, an seinen Hochflächen und Verebnungen auch morphologisch gut erkenntlich. Es ist hier die Landschaft Morichovo. Im Tale der Stara reka, auch im Gebiet um Mreschitzko und Alchar zeigt sich, daß die Tuffmassen ein bereits kräftig zertaltes Relief ausfüllen, bei Mreschitzko und Roßden im Westen von Dudice ist auch Verzahnung der Tuffmassen mit fossilführender, limnischer, jungtertiärer Beckenfüllung zu beobachten. Ähnliches ist in Richtung Kavadar zu beobachten, von O s s w a l d bereits berichtet. O. W e l t e r (Lit. 9) findet in höheren Tufflagen des Außenrandes Einschaltung von Kalkbänken und Braunkohlenflözen.

Das Phänomen dieser Blocktuffmassen, wie überhaupt noch viele Einzelheiten der vulkanologischen Geschichte des Dudicegebietes bedarf noch gründlicher Untersuchungen, die in diesem Rahmen nicht geleistet werden konnten.

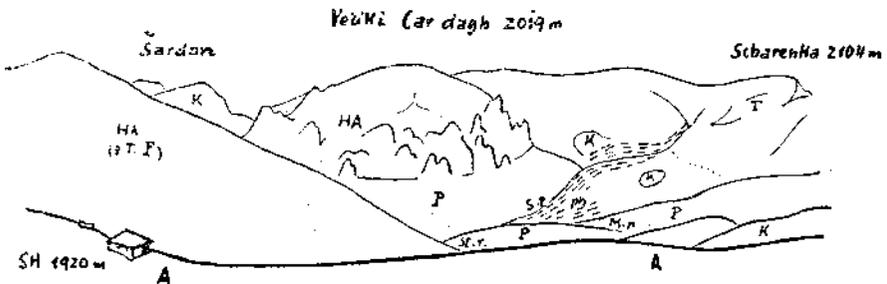


Abb. 5.

Blick über die Dudice Karaula nach NO gegen die Propylitische Bucht des Mirčevica Potok und Vel. Car dagh 2019 m.

ph = Phyllit-Grünschiefererde; K = Kristalline Kalke; HA = Hornblendeandesit; P = Propylit-Andesit; A = Andesit; T = Trachyt; St. r. = Stara reka; S. p. = Schareni potok; M. p. = Mirčevica potok.

Die Blocktuffe sind zu den chaotischen Breccientuffen zu rechnen, die Rittmann (Vulkane und ihre Tätigkeit, Lit. 24) als Ablagerungsgebilde von Glutwolken entstanden sieht, während einer Höhepunktphase des vulkanischen Ausbruchs. In Dudice, wo die geschichteten Blocktuffe fast nur auf den Nordabfall des Gebirges beschränkt hleihen, wären also durch Windrichtung aus Süden die Glutwolken nach Norden abgelenkt worden. Immer sind solche Blockbildungen ein Gradmesser der Explosivität des vulkanischen Geschehens. Nach Rittmann ist der Explosivitätsgrad

$$E = 100 \times \frac{\text{Geförderte Lockerstoffe}}{\text{Gesamtförderung}}$$

Gerade die ägäische Vulkanzone sei vorwiegend explosiv mit  $E = 84\%$ .

**Tektonisch.** Der Kalkzug des Dudicegipfels, mehrere hundert m mächtig, fällt mittelsteil nach Nordwest ein; streichende Störungen mit eingedrungenen Schieferkeiten spalten ihm auf. Die durch Andesit vom Dudicekalk getrennte Kalkplatte des Stara-reka-Tales verrät mehr flachwelligen Bau. Die Schiefer der Unterlage sind naturgemäß stärker gestört, stark wechselnde Streich- und Fallrichtungen ver-



Abb. 7.

Hornblende-Biotit-Andesit des Car dagh. Hartes, frisches Gestein ragt als Felsmauer schlotartig aus etwas älterem propylitischem, darum leichter verwitterbarem Andesit heraus. Sicht gegen NO.

(Photo Dr. Kautsch.)



Abb. 8.

Das Tal des Mirčevica potok im Bereich der Enargitaufschlüsse (Sicht gegen Süden), im zerklüfteten Propylit eingeschnitten.

(Photo Dr. Kautsch.)



Abb. 9.

Die Werksanlagen Dudice beim Unterbaustollen SH 1405 m, im Winter 1942/43. Das Schneehaupt im Hintergrund, der Dudicegipfel. Blickrichtung gegen Süden.

(Photo Dr. Kautzsch.)



Abb. 10.

Flach nordfallender Tuffmantel des Dudicevulkans im Tal der Stara reka bei Konopište. Schichtige, feinsandige Kristalltuffe, wechsellagernd mit groben chaotischen Breccientuffen; helle Lage aus stärker gebleichtem Material.

(Photo Dr. Kautzsch.)

ursachend. Nach den geologischen Verhältnissen zwischen Demirkapija und Konopište zu schließen, ist das Hauptmaß dieser Störungen von der nachgosauisch wirksamen Gebirgsbildungsphase (Iaramisch) herrührend.

Gewaltige Berstungsrisse mit mächtigen, kaum verheilten Trümmerbreccien innerhalb der Kalkdecke (Dudice Nordhang, Starareka-Tal) sind jüngeren Alters, den miozänen Eruptivdurchbrüchen zuzuschreiben.

Auch jüngere nach andesitische, bezw. auch noch postmineralische Störungen sind innerhalb des Andesitmassivs zu beobachten. Eine für den erzführenden Raum bedeutsame Störung im Scheitel einer lokalen Auffaltung setzt im Mirčevical aus den Schiefen in die Cu-vererzte Propylitzone über.

Anfallend ist die bereits hervorgehobene ungestörte Ablagerung der Blocktuffmassen. Die hauptsächlichsten Gebirgsbildungsbewegungen müssen demnach kurz nach Abschluß der Propylitisierungs- und Vererzungsphase des Andesitvulkanismus, noch vor der Blocktuffausschüttung zum Stillstand gekommen sein.

In der Folge wird durch lebhaften Abtrag das schon vorvulkanisch gebildete Gebirgsrelief wieder hergestellt und vertieft, vermutlich unterstützt durch Fortschreiten der Senkungsvorgänge im anstoßenden Tertiärbecken. Damit erhielt die Landschaft das Gepräge eines bis in Hochregion erhobenen oder besser während Senkungs- und Ausräumungsvorgängen randlich zurückgebliebenen, in jugendlicher Zerschneidung befindlichen vulkanischen Durchbruchgebirges. Vorvulkanisch bestand bereits ein tief zerschnittenes Relief, über das sich die Tuffmassen, viele hundert m mächtig, mitunter steilwandige Täler füllend, in fast ungestörter Lagerung ausbreiteten (Abb. 2). Der Kern des Gebirges ist aus seinem Aschenmantel bereits herangeschält und der vulkanische Leib tief herab erniedrigt. Mächtige Stöcke von frischem, unversehrttem Andesit inmitten mehr oder weniger veränderter, zum Teil propylitisierter Zonen dieses Gesteins dürften die jüngste Füllung der Vulkanschlote, den Blocktuffauswurf abschließend, darstellen. Der Gebirgsstock des Veliki Car dagb, welcher mit rundlichem Umriß und ringmauerartigen Felsabbrüchen aus seiner Umgebung herausragt (Abb. 3, Foto Abb. 7), wäre für einen solchen Vulkanstiel zu halten. Die frischen Hornblendeandesite der groben Blocktuffmassen sind identisch mit dem Gestein solcher Stiele.

Das miozäne Alter des Andesitvulkanismus im Raume von Dudice ist vor allem aus dem Verband der ungestörten, geschichteten Blocktuffe mit den vermutlich miozänen Süßwasserschichten im Raume Alchar—Rošden, am Ostrand des Tertiärbeckens von Kavadar abzuleiten; das Miozän (zum Teil Pliozän?) daselbst überlagert fast ungestört stärker gefaltetes Oligozän.

Es wäre eine fesselnde und dankenswerte Aufgabe, das engere und weitere Vulkangebiet von Dudice mit seinen eindringlichen vulkanologischen Phänomenen im einzelnen zu erforschen und damit das Gesamtbild seiner Entstehung und seiner Wirkung auf den geologischen Bau der benachbarten Tertiärbecken genauer zu erfassen.

### Die Vererzung.

Nach Art der Vererzung können 3 Vorkommengruppen unterschieden werden, die räumlich als auch genetisch etwas verschiedene geologische Beziehungen aufweisen.

a) Die arsenig-schwefeligen Kupfererzorkommen, Enargit neben Covellin und Pyrit, in der von Störungen durchsetzten, einspringenden Propylitbucht im Bereich des Mirčevica-Baches.

b) Die Ausscheidung von Sulfatarsenschwefel, fallweise in Nachbarschaft zu Pyrit, hauptsächlich in einer an die Enargitvererzung im Südwesten anschließenden Zone. Stara reka einerseits, Dudice Nordhang andererseits. An letzteren Stellen, nach älteren Berichten auch im Stara-potok-Tal, in Verbindung mit Bleiglanz. Die Vorkommen sind entweder an Störungen gebunden, die Kalk durchsetzen und Schiefer, im oberen Stara-potok-Tal schwärzliche Schiefer, eingeschleppt haben, oder finden sich innerhalb Propylit in Kontakt-nähe zu Kalk.

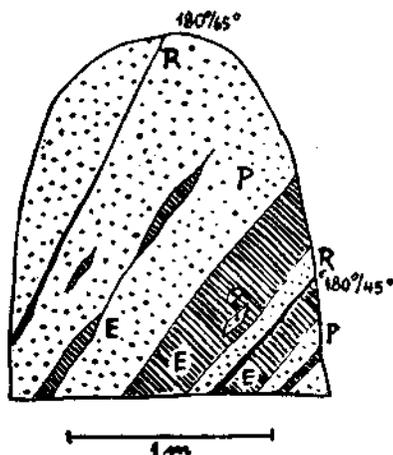


Abb. 6.

Feldort in 45 des Stollens 6 in der Propylitbucht des Mirčevica potok-Tales.

E = Quarz-Pyrit-Enargit-Gang und Nebentrümmer; P = Mäßig propylitisierter Hornblende-andesit; R = Schwärzlich belegte Rutschflächen,  $180^{\circ}/45^{\circ}$ , bzw.  $180^{\circ}/65^{\circ}$  fallend.

c) Imprägnationen und Schwärme kleiner Gängchen von Kupferkies und Pyrit, oder Cu-haltigen Pyrit allein, mit reichlich Quarz als Gangart, in mäßig propylitisierendem, mehr Grünsteinartig verändertem Andesit: Dudice Karaula, Schareni potok.

Die einzelnen Aufschlüsse sollen im folgenden zuerst mit Stand Ende 1940, also noch vor Aufnahme des deutscherseits geführten Schurfbetriebes, kurz geschildert werden, um im Verein mit den schon damals erkannten allgemeinen geologischen Bedingungen ersehen zu lassen, was die großzügigere Untersuchung dieser Vorkommen rätlich erscheinen ließ. Abschließend, nach Erörterung der Erzhöflichkeit, werden die seither zusätzlich erschürften Aufschlüsse kurz gekennzeichnet. Hierzu geologischer Detailplan.

### Im Tale des Mirčevica potok.

Stollen 6, westliche Talseite, SH 1540 m, im Herbst 1940 in Vortrieb und lieferte damals den beachtlichsten Aufschluß. Aus einer dünnen Pyritschnur im Propylit hat sich bei stollenmäßigem Verfolgen ein ziemlich regelmäßiger Gang entwickelt, nach  $160^\circ$  unter  $50^\circ$  fallend, mit anhaltender (Feldortstand 35 m ab Mundloch), in der Mächtigkeit allerdings schwankender Erzführung von Enargit, Pyrit, Covellin, und als Zersetzungserz Buntkupfer. Die Mächtigkeit der Vorkommen, abgesehen von einer örtlichen Ausweitung bei Stollenmeter 14 auf 50–60 cm, schwankten zwischen 12 und 20 cm, bei guter First- und Sohlfortsetzung. Auch das Feldort stand in gut verzerrter Ausbildung, die weiterhin anhielt. Nebengestein hochgradig propylitisierter Andesit, in Gangnähe von einzelnen Rutschflächen durchzogen, während die Gangspalte selbst keine nachträglichen Bewegungsmerkmale aufwies. Erznähte und Gangschmitzen auch außerhalb der Gangfüllung.

In der Gangfüllung Pyrit in Vormacht, teils in derben unregelmäßigen Körnern und Kornaggregaten, teils in Kristallen von oktaedrischer Tracht, drusenbildend. Pyrit und Enargit verwachsen oder aber Enargit — doch etwas jünger — korrodiert Pyrit. Enargit in Kristallen und in derb kristallinen Aggregaten, häufig auch drusenbildend. Wenig Gangart Quarz, in jüngster Phase als Drusenüberzüge.

Eine Probung des Ganges, durchgeführt von Dipl.-Ing. Unterhössl, Sept. 1940, über 25 m Streichlänge, die Proben jeweils 5 m umfassend, ergab 3–5% Cu bei 10–18 g Ag/t, ohne Goldgehalte.

Eine eigene Probenahme quer über 15 cm reine Mächtigkeit im Feldort m 35 ergab ebenfalls über 3% Cu.

Stollen 7, westliche Talseite, SH 1550 m, ca 150 m talaufwärts von 6 (Pkt. 7 der Karte), ein größeres Pyritnest im kaolinisierten Propylit, zur Zeit keine Kupferspuren.

Stollen 8, östliche Talseite, oberhalb St. 7, SH 1535 m, knapp an Schieferkontakt zu Propylit. Dunkler phyllitischer Tonschiefer, stark verquarzt, streifige, der Schichtung folgende Kristallimprägation oder metasomatische derbe Streifenvererzung von Pyrit und Enargit, etwa metermächtig, im Streichen kurz anhaltend, dann der Beobachtung entzogen. Kurzer Stollen verquert bereits in tauben Schiefer hinein.

Stollen 9a und 9b, letzterer westliche Talseite, SH 1580 m, mit einigen größeren reichen Nestern von Enargit bei wenig Pyrit, einige dem im Durchmesser, entlang undeutlicher Gangspätchen im quarzreichen Propylit. Turina und Mempel (Lit. 32) haben für eine Stufenprobe dieses Vorkommens angegeben: 20·38% Cu bei 7·59% As und 0·25 g Au/t.

Die 6 m tiefere Unterfahrung, Stollen 9a, auf der östlichen Bachseite, 22 m lang, hat bisher nur Propylit durchörtert, bei m 20 erscheint nach Unterhössl „eine 40 cm breite, verquarzte, südöstlich streichende Zone mit Pyrit, welcher 0·33% Cu probiert“.

### Im Tale der Stara reka.

Stollen 4, SH 1550 m, setzt in Propylit an, mit Richtung auf Kalkkontakt. Der marmorisierte Kalk reicht als breite zerrüttete Zunge in den Propylit hinein, steil einfallend, von groben Trümmerbreccien längs Störungen begleitet. An einer solchen Störung dringt auch andesitische Breccie hoch. Die Strecke durchörtert Propylit mit Pyritnestern. Vereinzelt halten solche Nester, nach Beobachtung Unterhössl, auch Spuren von Enargit; Pyritproben hielten 0·3% Cu. Bei m 80 wird, zur Zeit infolge Verbrauch nicht befahrbar, der Kalkkontakt erreicht, an demselben angeblich leutig zersetzter Propylit mit Mugeln von gediegen Schwefel, Reste davon auf der Halde. Es seien 4 t Reinschwefel seinerzeit ausgebeutet worden. Bei m 42 ab Mundloch im Propylit eine Störung, nach  $190^\circ/85^\circ$  fallend, kurz verfolgt: Rutschharnische, Gangbreccien mit Kalkschollen und Leitensalband, sowie Pyritimprägationen bemerkenswert. Diese Störung kann für Ausrichtungsarbeiten im Nachbarraum bedeutsam sein.

Stollen 5, SH 1565 m, innerhalb des vorerwähnten Kalkvorsprungs. Überliefert als bulgarische Arbeit im ersten Weltkrieg. Stollen entlang Störung im Kalk, nur wenige m zugänglich. Aus Schachtl, — 12 m tief, erfolgte

angeblich Förderung von gediegen Schwefel, wovon Reste auf der Halde. Der tiefer gelegene Stollen 4 ist anscheinend noch nicht unter 5 vorgekommen.

Die Schürfe 2, 3 ca. SH 1650 m (außerhalb der geologischen Detailkarte), talaufwärts von 4 und 5. Es war 1940 nur ein Stollen teilweise befahrbar. Zimmerung und starke Verschmandung behinderten genaue Einsicht. Stollen verläuft entlang Kontakt propylitisierter Andesit zu dunklen, teilweise leutig zersetzten Schiefen. Bei m 25 ab Mundloch eine Störungszone, Kluffzerreibsel mit Mugeln von gediegen Schwefel. Ein Schachtl, angeblich —10 m, wassererfüllt, soll noch gediegen Schwefel vor Ort anstehen haben. Der Schwefel, dicht derb, ist zu kleinem Teil von gelber, überwiegend von schwärzlichgrauer Farbe, bei Beibehalt fettigen Glanzes.

Nach Petunnikow (Lit. 19) wurden im Slara-reka-Tal auch PbS-Funde gemacht, ähnlich den Vorkommen nnterm Dudicegipfel.

#### Nordhang Dudicegipfel (Abb. 3).

Das Vorkommen 10, ca. SH 1880 m (außerhalb der geologischen Detailkarte, siehe 2. geol. Karte und Ansicht Abb. 4), ist mitten im Kalkmassiv abseits des Propylitkontaktes gelegen. Obertags zeigen sich zwei mächtige Störungsklüfte mit Trümmerbreccien und eingekleiteten dunklen Schiefen. Andesitgestein unter den Gangtrümmern wurde von Turina und Mempel erwähnt. Der Stollen, ca. 60 m lang, mit einigen seitlichen Abzweigungen, ist sehr stark verschmachtet, anscheinend wurde eine limonitische Störungskluft, NW-fallend, verfolgt und in dieser gediegen Schwefel und Bleiglanz gefunden. Auf der Halde Reste von hellgelbem Schwefel in leutigem Tonschiefer und feinkörniger, bleischweifartiger Bleiglanz mit grafitischem Letten verschmiert. — Nach Petunnikow kam reichlich Anglesit vor, Proben von Bleiglanzstufen nach Turina-Mempel ergaben 47% Pb, Ag-frei, solche von Petunnikow über 58% Pb, 12 g/t Ag, 0-12% Sb und Spuren von Zn, Bi und As. Die sogenannte „schwarze Erde“ Petunnikows ist wohl zersetzter Schiefer gewesen; angeblich wurden 20 t PbS ausgebeutet.

Erzvorkommen, beiderseits des Sattels der Dudice Karaula (außerhalb der geologischen Detailkarte). Das westlich gelegene Vorkommen in SH 1900 m im Dudicka potok, dem Oberlauf der Suva reka: Nebengestein dichtgrüner einsprenglingsfreier Andesit, z. T. auch veränderter, ursprünglich wohl etwas tufiger Andesit. Ein Gang, in einzelne gewundene Trümmer aufgelöst, von Paralleltrümmchen begleitet, bestehend aus Quarz, Pyrit und Kupferkies mit Oxydationserzen. Kiesige Imprägnationen des Nebengesteins in Nachbarschaft zum Gang. Jüngere Störungen 250°/30° und 60°/80° fallend, quer durch setzend. Mächtigkeiten, summarisch, bis zu 0-5 m. Streichlängen wenig anhaltend.

Die Vorkommen östlich und nordöstlich der Dudice Karaula beschränken sich auf Cu-Karbonatausblühungen im veränderten Andesit, aus der Verwitterung kleiner Quarzgängchen herrührend, die Cu-hältigen Pyrit neben wenig Kupferkies enthalten.

#### Scharenipotok.

Etwa 200 m oberhalb des Zusammenflusses mit dem Mirčevicabach: reichliche Pyritimprägnationen im hochverquarzten Propylit am Schieferkontakt. Keine Cu-Spuren, nicht aufgeschürft.

#### Erzhöflichkeit.

Zur Frage der Erzhöflichkeit des Dudicegebirges wurde, noch vor Beginn des großzügigen Schurfbetriebes 1941, unter folgenden Gesichtspunkten (Lit. 35) Stellung genommen:

„Irgendeine größere aufgeschlossene und bauwürdige Lagerstätte besteht zur Zeit nicht, weder hinsichtlich Kupfer, Blei noch Schwefel. Sichtbares und wahrscheinliches Erzvermögen ist also keines zu errechnen.“

Für Überlegungen in Richtung auf großzügige bergmännische Untersuchungsarbeiten kommt, geologisch begründet, nur die Höflichkeit hinsichtlich Kupfererzlagerstätten in Frage; Edelmetallgehalt ist nicht oder nicht in einem wirtschaftlich entscheidenden Ausmaß vorhanden.“

„Der zurzeit (Oktober 1940) im Stollen 6—Mirčevical auf 35 m Streichlänge ausgeschlossene Kupfererzgang mit 15—20 cm Mächtigkeit und 3—5% Cu birgt selbstverständlich keinen bauwürdigen Lagerstättenkörper. Dieses Vorkommen ist vorläufig ebenso nur als Indikation zu werten wie die übrigen, mehr nesterartigen Funde von schwefelarsenigem Kupfererz.

Auch das Auftreten von gediegen Schwefel, z. T. von Bleiglanz begleitet, führt zu keinen geschlossenen Lagerstätten, sondern beschränkt sich auf Mugelzonen in Kontaktbereichen.

Die erwähnten Kupferkiesimprägationen und -gängchen im Andesit sind ziemlich flüchtiger Art.

Diese Befunde, für sich allein gesehen, würden allerdings das Schurfgebiet nicht gerade hoffnungsvoll beurteilen lassen.“

Als Ergebnis der geologischen Kartierung sowie auf Grund vergleichender lagerstättenkundlicher Momente war jedoch schon 1940 folgendes herauszustellen:

a) Der Raum, in welchem die arsenschwefeligen Kupfererze, bzw. Enargitvorkommen im Mirčevical auftreten, ist gebildet von einer tief in die Schiefer-Kalk-Serie einschneidenden Bucht von ziemlich hochpropylitisiertem Andesit. In diesen Raum greifen überdies randlich und auch schräg durchsetzend Störungen ein. In Sonderheit ist die Antiklinalstörung ober dem Aufschlußpunkt 9 als auch jene Störung bemerkenswert, die am Südrand mit der Trümmerzone in Kalk und dem Quarzgang in Verbindung steht. Es herrscht also in dieser Propylitbucht auch eine beachtliche, wahrscheinlich auch tiefgreifende Auflockerung, geeignet, einen Sammelweg und Ausscheidungsplatz für metallhaltige nachvulkanische Lösungen abzugeben. Tatsächlich erreicht die propylitische Umwandlung in diesem Raum einen Höhepunkt, die Enargitvorkommen sind in der Hauptsache auf diesen Raum beschränkt. Bekanntlich sind nach weltweiter Erfahrung solche magmatische Ausbuchtungen, Einstülpungen, meist nachfolgend von Störungen durchsetzt, aus den oben erwähnten Gründen bevorzugter Bildungsplatz von Erzlagerstätten.

b) Das arsenschwefelige Kupfererz Enargit ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ , 48% Cu, 13% As) gehört im allgemeinen zu solchen Erzparagenesen, die zwar selten, dann aber lagerstättenbildend auftreten.

Im nächsten Abschnitt dieses Aufsatzes wird der Vergleich Dudice zu übrigen bekannten Enargit-führenden Kupferlagerstätten gezogen, insbesondere zu solchen des europäischen Südostraumes, die zumeist in ähnlicher magmatischer Abhängigkeit stehen wie Dudice.

c) Was im Dudicegebiet durch Erosion heute bloßgelegt ist, zeigt noch oberflächennahen Vulkanismus an; sowohl Verbindung mit der Tuffdecke, Erkennbarkeit alter Schlote, als auch das Auftreten von Solfatarenschwefel bezeugen dies.

Bor in Serbien wäre im Vergleich dazu tiefer abgetragen, der Kranz von Solfatarenschwefel fehlt, der gediegen Schwefel, der dort

in der Eisernen Hut-Zone vorkommt, ist anderen Ursprungs. Es ist daher für Dudice eine gewisse Hoffnung berechtigt, daß die sporadischen Enargitvorkommen im Bereich der Propylitbucht des Mirčevica polok als oberflächennahe Anzeichen einer stärkeren Bewegung Cu-hältiger Lösungen in der Tiefe gelten können und gehäufte Ausfällung von Kupfererzen in etwas größerer Tiefe zu erwarten wäre, die eigentliche Enargit-, bezw. Kupfererzzone läge erst tiefer.

Ergänzend ist noch vorzubringen, daß das reichliche Vorhandensein von Kalk-, bezw. Marmor Massen innerhalb der engsten Umrahmung der „Propylitbucht“, ja mitunter unmittelbar am Eruptivkontakt selbst, besondere Beachtung verdient. Die Gegenwart eines für Verdrängungsvorgänge günstigen Aufnahmegesteins erhöht die Schurfaussichten. Daß die aufsteigenden Metallösungen in der Tat eine kräftige Umsatzwirkung besaßen, ist durch den Enargit-vererzten Schiefertyp am Eruptivkontakt des Stollens 4 augenscheinlich.

Die seit Ende 1941, bezw. 1942 als neuzeitlich eingerichteter Schurfbau geführten Aufschlußarbeiten, von Beginn an auf eine großzügige Grundlage gestellt, galten der Untersuchung der erzhöflichen Propylitbucht in Gesamtheit. Diese Arbeiten sind von diesem Ziele noch ziemlich weit entfernt, sie wurden im Herbst 1943 kriegsbedingt eingestellt. Darum ist aus der Tatsache, daß bisher noch keine bauwürdige Lagerstätte angetroffen wurde, noch kein Schluß für die Zukunft zu ziehen. Die Zahl der kleinen Enargitaufschlüsse hat sich aber seither in beachtlicher Weise vermehrt. Diese zusätzlich aufgefundenen Enargitvorkommen liegen fast durchwegs in der Propylitbucht, deren bevorzugte Stellung während Passage der Cu-Lösungen bestätigt erscheint.

Im einzelnen sind die Neuaufschlüsse wie folgt zu kennzeichnen.

Hauptstollen SH 1405 m. Bei m 290 eine flach fallende Erzklüft im Propylit, bis dem stark, absätzig, mit Pyrit, Enargit und Covellin gefüllt. — Bei m 342 eine quer durchsetzende, verquarzte Zone mit derber Pyritvererzung, sowie nesterartig auch Enargit und etwas Covellin.

Stollen 6 in SH 1517 m. Das Auslängen im Gangstreichen vom Schieferkontakt weg in Richtung nach West hat bei sehr absätziger Enargitführung fast 100 m erreicht; der letzte Abschnitt war stärker gestört, vor Ort besteht der Gang nach Mitteilung von Dr. Kautzsch nur mehr aus einer dünnen Erzschnur von 2–3 cm Mächtigkeit.

Stollen 6a in SH 1505 m. Dieser Stollen war August 1942 neu ausgesetzt wegen ungünstiger Mundlochlage von Stollen 6; er geht verquerend in Richtung auf Gang des Stollens 6 und über diesen hinaus in Richtung auf die Innenecke der Propylitbucht.

Die ersten 60 m dieses Querschlags durchfahren pseudoschichtigen Propylit, der an 2 Stellen klüftgebunden Enargitnester aufwies. Die Pseudoschichtung erweist sich als eine, nach parallelen Nähten vordringende Quarzbänderung des verquarzten, pyritischen Propylits, rein lösungsmechanisch zustande gekommen, ohne eine in dieser Richtung vorhergehende Klüftung. Die an Tuffschichtung erinnernde Bänderung liegt — schon primär — ziemlich flach geneigt. Entspricht diese Pseudoschichtung rhythmischen, mit Kieselabsatz verbundenen Vordringen von Kieselthermen am Ende des

Propylitisierungsaktes, wobei die Bänderung gleichsam die Fortschrittsmarken hydrothermalen Grundwasserstände anzeigen würde? Mitunter umschließen diese dünnen, schichtartig parallelen Quarzbänder unter Ausweichen oder Abbiegen noch eckige Reste frischeren Andesits. Auch eine nicht verquarzte, doch pyritisierte Scholle des benachbarten Schiefers ist in diesem eigenartigen Bänderpropylit eingeschlossen.

Der im Stollen 6 aufgefahrene Gang (Nr. 1) wurde im Stollen 6a, also 12 m tiefer, bei m 85 angefahren, im Bereiche intensiverer jüngerer Störungen, die das Streichen und Verflachen des Ganges unregelmäßig gestalten. Die Streichauffahrung wurde nach Ost, in Richtung Schieferkontakt durchgeführt, der nach 100 m Streichlänge noch nicht erreicht ist. Die Erzführung des Ganges hielt bis m 35 Streichlänge an, doch in unregelmäßiger, absätziger Ausbildung, nur örtlich mit reicheren Enargitnestern. Bei m 32 fiel der Gang in Richtung  $140^\circ$  unter  $70^\circ$  ein, er schiebt jedoch aufgelöst in 3 Erzschnüre von 5–15 cm Stärke ein, begleitet von mit schwarzem Letten erfüllten, gleichfallenden Klüften.

Der querschlägige Stollen 6a verschneidet bei m 98 einen zweiten Gang (Nr. 2), der nach Ost ausgerichtet wurde. Es zeigt sich ein dünner Quarzpyritgang mit Enargit,  $180^\circ/70^\circ$  fallend, tektonisch etwas regelmäßiger als Gang Nr. 1. Der Schieferkontakt wurde auch hier noch nicht erreicht, vor Ort stellt sich ein sandiger Propylit ein; der weitere Vortrieb müßte nach 20 m unter die metasomatische Schiefervererzung des Stollens 4 kommen.

Querschlag 6a verquert bei m 128 ab Mundloch eine weitere Erzkluft, unter  $80^\circ$  nach  $10\text{--}20^\circ$  fallend; zu reichlich Pyrit finden sich derbkristalline Nester von Enargit in Dezimeterstärke. Das Feldort des Querschlages derzeit bei m 194 in Propylit.

Außer den Stollenaufschlüssen innerhalb des engeren Bereiches der Propylitbucht wurde noch an 3 Stellen, auf der geologischen Karte vermerkt, kleinere Enargitfunde gemacht und etwas aufgeschürft.

Ein weiterer beachtlicher Enargitaufschluß, bereits am Außenrand der Propylitbucht gelegen, am nordseitigen Ufer des Schareni potok, wurde mittels eines kurzen Stollens erzielt. Ein stark verquarzter Propylit, etwas an quartz carié gemahnend, ist ohne ausgesprochene Gangkluft von Enargit vererzt; zum Teil bildet Enargit Drusen und Kristallrasen, fast feinstrahlig filzig bis dünnsäulig und bis cm-Länge; daneben auch Imprägnationen von Enargit gemeinsam mit gediegen Schwefel. Ausnahmsweise ist auch Umsetzung in karbonatisches Kupfererz, Malachit, zu beobachten.

### Allgemeines zur Frage der Vererzung.

Der bisherige Schurfbetrieb hat bisher jedenfalls den Nachweis einer Verdichtung aller dieser kleinen — noch unbauwürdigen — Enargit-Covellin-Vorkommen innerhalb der Propylitbucht erbracht.

Die verbesserte geologische Aufnahme zeigte ferner, daß in Dudice eine Verquarzung als Grundlage der auf sie aufgepropften Kupfervererzung in ähnlicher Weise besteht wie in Bor, wo dies schon frühzeitig Lazarevič (Lit. 6) aufgefallen ist und sich auch heute der Beobachtung aufdrängt (Lit. 34). Die Detailaufnahme Dudice hat mehrere solche W—O-gerichtete, mit der Richtung der Hauptklüftung annähernd übereinstimmende Verquarzungsstreifen quer durch die Propylitbucht kartiert, die Enargitvorkommen sind diesen Verquarzungszonen zugeordnet.

Die Paragenese der bisher angetroffenen Kupfervererzungen innerhalb der Propylitbuchts beschränkt sich auf Enargit und Covellin, beide als primäre Erzminerale, neben primärem Pyrit, der sich in der Regel als kupferfrei erweist. Fahlerz in Spuren.

Covellin tritt meist in gut kristallisierten sechseckigen Täfelchen auf, zum Teil mit Enargit verwachsen. Drusenstruktur ist für die Kupferminerale vorherrschend. Insbesondere Enargit ist vorwiegend in Drusenform entwickelt, mit meist dicksäuligen Kristallen, aber auch mehr dünnsäulige bis strahlig filzige, sowie derbkristalline Aggregate von Enargit kommen vor.

In Drusenräumen erweist sich älterer Pyrit häufig korrodiert, von Enargit angelöst, während Enargit und Covellin frische scharfe Kristallkanten zeigen. Vereinzelt ist Enargit von etwas jüngerem Pyrit angelöst. Buntkupfererz vereinzelt und wohl sekundär. Über Enargit und Covellin wird noch fallweise eine jüngere Quarzgeneration mit steilen Pyramiden angetroffen.

Auf Drusenstufen des Stollens 6a, auch auf solchen des Hauptstollens, werden spärlich als jüngstes Erzmineral dünnste, metallisch glänzende Nadelchen beobachtet — eine Untersuchung (Sb-Glanz? Bi-Glanz?) ist zurzeit mangels ausreichendem Materials nicht möglich.

Durchschnittsproben über den Gang des Stollens 6 haben Spuren von Sb und regelmäßig kleine Zn-Mengen ergeben; beispielsweise ergab die Analyse über 45 cm Gangmächtigkeit bei Stollenmeter 45: 3.25 Cu, 1.0 As, 0.2% Zn, Spur Sb, 18 g/t Ag, 0.5 g/t Au. Der Reicherzanteil desselben Ganges bei m 45,  $\frac{1}{3}$  der Gangmächtigkeit von 0.7 m betragend, hielt: 6.8% Cu, 1.8% As, 0.2% Zn, Spuren von Sb, 40 g/t Ag und 1.1 g/t Au.

Der Zn-Gehalt der Analysen scheint dem Fahlerz zu entstammen, im Anschliff war kein Zinkmineral zu entdecken. Sb wäre vielleicht auf Beimischung von Famatinit zurückzuführen. Auch der Enargit von Bor ist Sb-hältig, bis zu 1.4% Sb.

Für den Pyrit ist bemerkenswert, daß seine oktaedrische Ausbildung auf den Enargitgängen des Stollens 6 und 6a im 100 m tieferen Hauptstollen auf diesen Gängen vorgelagerten Erzfunden einer Kristalltracht weicht, wo neben Oktaeder das Pentagondodekaeder vorherrschend ist.

Weder Kupferkies noch Kupferglanz sind makroskopisch Bestandteile der Enargitparagenese; auch in den wenigen Anschliffen wurden sie nicht festgestellt.

Über meine Bitte hat Prof. Friedrich, Leoben, einige Anschliffe von ihm noch aus Mazedonien zugesendetem Dndice-Erz angefertigt und untersucht, er konnte ebenfalls nur Enargit und Covellin, beide primär, neben Pyrit bestätigen. Der Pyrit, der in Hohlräumen schöne oktaedrische Kristalle bildet, erscheint u. d. M. vielfach von Quarz, aber auch von Enargit angelöst. Auch kommen im Enargit zahlreiche Verdrängungsreste des Pyrits vor; Enargit enthält auch oft sechseckige Querschnitte aus Quarz, so daß beide entweder gleichzeitig, oder der Enargit noch später sich ausscheiden. Der Enargit enthält in seinen größeren Nestern nicht selten sehr feine, nur bei starker Vergrößerung sichtbare Einschlüsse; ein

Teil derselben ist sicher Covellin, daneben möglicherweise ein zweites bläuliches Mineral mit starken Innenreflexen (Silbermineral, Rotgiltierz?). Covellin ist sicher primär. Ganz selten, nur bei langen Beobachten sichtbar werdend, trifft man kleine Fahlerz-Splitterchen, die den obigen Körperchen ähnlich, aber weniger blau sind und, soweit bei starker Vergrößerung feststellbar, isotrop sind.

Die Kupferparagenese im Propylit von Dudice ist bemerkenswert einförmig und unterscheidet sich dadurch von anderen Kupfererzgängen mit Enargitführung. Zweifellos hatten die aufsteigenden Lösungen Schwefel in Überschuß, so daß die schwefelreichsten Sulfide gebildet wurden, — kein Kupferglanz, wohl aber Covellin —, auch kein Magnetkies, sondern nur Pyrit. In Verbindung mit Arsen, das in seinen Mengen aufs knappste bemessen war — andere Arsenminerale als Enargit sind nicht zugegen — gelingt eine weitere reichschwefelige Kupferverbindung, der Enargit. Der Überschuß an Schwefel ist schließlich im Absatz von gediegen Schwefel dargetan, ohne daß deshalb immer reduzierende Medien, wie die kohlenstoffreichen, dunklen Schiefer an manchen Kontaktstellen, oder der Bitumengehalt der Kalke in Nähe sein mußten. Das Weglösen des Pyrits durch Enargit zeigt den Höhepunkt der chemischen Wirksamkeit des Thermalnachscheses an.

Die übrige Kupfervererzung auf Dudice, außerhalb der Propylit-zonen, führt keinen Enargit, sondern Kupferkies neben Pyrit und Quarz; ihr Nebengestein ist frischerer oder Grünstein-artig veränderter Andesit. Diese Erzbildung entspricht kühleren Temperaturbedingungen.

Die Absatzfolge der Dudicevererzung innerhalb der Propylit-bucht ist entsprechend der Armut an Mineralarten auch einfach zu übersehen. Propylitisierung, kaolinische vorherrschend, und serizitische, und fast durchwegs schwach pyritische gehen der Vererzung voraus. Die verbreitet vorhandene Klüftung in Westost-Richtung ist als tektonisches Ergebnis ungefähr gleichzeitig mit der hydrothermalen Durchflutung bei der Propylitisierung entstanden. Die nachfolgende Kieselförderung benützt solche vorhandene, besonders stark ausgeprägte Kluftablösungen als Aufstiegswege und schafft spaltenlange, gangartig streichende Verquarzungszonen, von denen aus sich Kieselsäure noch diffus ins Nachbargestein ausbreitet. Fortsetzen der Kluftbildung reißt gerade in den spaltenholden Quarz-zonen neue, allerdings sehr absätzliche Klüfte auf, die mit metallischen Schwefelverbindungen, Pyrit in Vormacht und ältest, neben Enargit und Covellin, gefüllt werden. Fahlerz in Spuren. Enargit und Covellin sind ungefähr gleichaltrig und übergreifen eine meist wenig ältere Gangpyritphase; zum Abschluß erscheint noch jüngster Quarz und schwache, ausklingende Tektonik im Sinne der älteren Klüftung.

Enargit ist schwer umsetzbar, also verwitterungsbeständig; trotz  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Wässer bilden sich keine bunten Kupferkarbonate; diesem Umstand dürfte das Cu-Vorkommen seine späte Entdeckung verdanken.

Auch die Andeutung einer zonaren Gliederung der metallischen Exhalationen und der damit verbundenen

Lagerstättenbildung, räumlich und wohl auch zeitlich, in Beziehung zu den Zentren der vulkanischen Äußerungen im Dudice-gebiet drängt sich einem weiter ausgreifenden Überblick auf.

Die Enargit führende Propylitbucht des Mirčevica potok, von dem jüngeren Vulkanschlot des Čar dagh durchbrochen, kann in der Tat als zentrurnächste, tiefst entblößte Mineralisationsstätte betrachtet werden.

Weiter entfernt davon, im oberen, von kühlem vadosem Wasser durchströmten Kalkmantel des Dudicevulkanits, kommt aus den abgekühlten Thermen Bleiglanz, wenn auch noch zu keiner Lagerstätte anwachsend, zum Absatz. Ebenso gehört die sporadische Kupferkiesvererzung des Grünstein-Andesits zur nächst äußeren Zone.

In noch weiterem Abstand, doch noch im Bereiche des Tuffmantels des Dudicevulkans gelegen, befinden sich die bekannten Realgar- und Antimonit-Vorkommen von Alchar, West von Dudice. Diese Vererzungen setzen in marmorisierten Kalkzonen, dem Dudicekalk vergleichbar, auf; auch hier treten noch bedeutende Wirkungen einstiger Kieselthermen in Erscheinung, an einer Stelle Nord Alchar wird zerrütteter, kristalliner Kalk zu Bimsstein-ähnlichen porösen Kieselmassen umgewandelt, ein kleiner Tonerdegehalt derselben ist für die chemische Zusammensetzung der Lösungen bezeichnend.

Für den Antimonit-Realgar-Gürtel als Zone relativ kübleren Absatzes der vulkanischen Dudicevererzung ist Pyrit wenig kennzeichnend, Kupfererze sind ganz zurückgeblieben. Hingegen sind von Alchar die seltenen Thalliumminerale Lorandit ( $TlAsS_2$ ) und Vrbait ( $TlAs_2Sb_2S_2$ ), auf Realgar in Kristallen aufgewachsen, bekannt geworden.

F. Tučan (Lit. 11) hat als Fundort der Thalliumminerale jenes Realgarvorkommen am Westende des Lagerstättenzuges von Alchar bezeichnet, das knapp in der Talsohle, am Nordufer des Erzbaches seinerzeit stollenmäßig beschürft wurde.

Von innen nach außen folgt also im Bereich des Dudicevulkanismus auf die Enargit- und Covellin-Bildung der Absatz von Bleiglanz und weiter jener von Realgar und Antimonit; Arsensulfide und gediegen Schwefel gehen durch alle Zonen, auch aus diesem Grunde ist anzunehmen, daß die Zonen selbst sehr nahe aneinandergerückt waren.

### 3. Vergleiche zu anderen Enargit-führenden Kupferlagerstätten, insbesondere des Balkans.

Die erste und naheliegendste Beziehung war der Vergleich von Dudice mit der ebenfalls und in reichlicher Menge Enargit führenden Kupferlagerstätte von Bor, als der bedeutendsten Kupferausammlung des Andesitvulkanismus am Balkan.

Bei meiner erstmaligen geologischen Bearbeitung von Dudice, im Herbst 1940, stand mir die eigene geologische Erfahrung an der Lagerstätte von Bor in Ostserbien noch nicht zur Verfügung. Erst im Frühjahr 1941 hatte ich die Gelegenheit, gemeinsam mit Professor Člar die Lagerungsverhältnisse von Bor etwas eingehender zu stu-

dieren, auf den gemeinsamen Bericht hierüber (Ciar und Hieβleitner, Lit. 31) wird in folgenden Ausführungen Bezug genommen.

Nachdem in Dudice bisher noch keine größeren Lagerstätten aufgefunden worden sind, kann es sich selbstverständlich nur darum handeln, die dort vorhandenen Anzeichen für mögliche Kupferlagerstätten den allgemeinen geologischen Bedingungen der Bor-Vorkommen gegenüberzustellen. Dasselbe gilt auch für den weiter ausgreifenden regionalen Vergleich mit den übrigen europäischen und außereuropäischen Enargitvorkommen.

Einige Parallelen zu Bor wurden bereits gestreift. Da wie dort bilden Propylitizonen im Andesit die unmittelbare Grundlage der erzhöflichen Zone. Während die Lagerstätten von Bor innerhalb einer schon beträchtlich abgetragenen vulkanischen Rumpflandschaft erscheinen, wahrscheinlich überhaupt subvulkanischer Natur sind, bieten sich die heute zugänglichen Anzeichen von Kupfer in der Propylitzone von Dudice noch durchwegs in oberflächennahen Teilen des mäßiger abgetragenen vulkanischen Gebirges dar.

Das frische, unversehrte vulkanische Gestein in beiden Erzgebieten ist ein Hornblende-Biotit-Andesit, im Handstück sich einander durchaus gleichend. Große Kristalleinsprenglinge, vor allem der Hornblende, treten hervor. Der Brockenandesit vom Cuka Dulkau bei Bor, der zwei Erstarrungsphasen in sich vereinigt, fehlt im Bereich von Dudice. Kraternahe Typen der Blocktuffe von Dudice gemahnen an Brockenandesit; es ist wahrscheinlich, daß die Blocktuffe durch Gasexplosion zum Auswurf gebrachte Brockenandesite darstellen, wobei die zuletzt aufgestiegene noch flüssige Lavamasse, welche die schon halberstarrten Andesitblöcke umhüllt, als Aschenregen zerspreut wurde.

Die Propylitisierung ist in Bor wohl im allgemeinen stärker ausgeprägt als in Dudice, wo es vielfach nur zur Bildung einer Art Halbpropylit kommt, ähnlich wie Schollen solchen wenig mineralisierten, weißlich gebleichten Halbpropylits mit noch gut kenntlicher Porphystruktur (minerais blanc) als nicht aufgesogene Reste des Nebengesteins in den Kiesmassen Bors schwimmen.

In Bor ist die kaolinische Propylitisierung vorherrschend. In Dudice findet die Propylitisierung vielfach schon mit einer nur schwachen Kaolinisierung, Silifizierung und Pyritisierung ihren Abschluß. Der Grünstein-Andesit „roche verte“ von Bor ist mit den Grünstein-artigen, oft einsprenglingsfreien, veränderten Andesitarten der weiteren Umgebung von Dudice vergleichbar; Kupfererzführung wird hier nur mehr als unbedeutende Mineralisation aufgefunden.

Die Kupfervererzung von Bor als Ergebnis einer mehrphasigen Mineralisation ist wechselnd reichhaltig an primären Kupfermineralarten; Dudice hingegen betont einförmig und gleichartig. In Bor spielt Pyrit von Quarz begleitet als Haupterz die überragende Rolle, gewaltige Kiesmassen unter Verdrängung des propylitisierten Muttergesteins sind angehäuft, welche die in der Hauptsache nachfolgende Kupfervererzung auffingen; derb oder zu derbem Netzgäader

zusammengedrängt, ist der Pyrit zu richtigen Kiesstöcken angewachsen. Am Čuka Dulkan kann der Pyrit auch brecciöse Strukturen zeigen. Intensität der Pyritisierung geht nicht Hand in Hand mit den Cu-Gehalten. Die Kupfervererzung ist nicht gleichmäßig in den Pyritmassen verteilt, sondern bevorzugt gewisse Abschnitte des horizontalen Erzflächenquerschnittes, ist überdies in den oberen Teufen wohl schon primär reicher.

Die primäre Erzparagenese von Bor umfaßt hauptsächlich Pyrit, Kupferkies, Kupferglanz, Covellin, Buntkupfer und Enargit in wechselnden Verhältnissen. Durchaus nicht überall sind alle Mineralarten gleichzeitig anwesend. Nach der Tiefe treten Covellin, aber auch Kupferglanz und Enargit zurück, Kupferkiesanteil tritt vor, auch Buntkupfer. Gold- und Silbergehalte sind beachtlich, besonders in den oberen Teufen, ersichtlich höher mit steigenden Quarzgehalten und scheinen mit einer besonderen Quarzphase einen Höhepunkt zu erreichen.

In den Haupterzkörpern von Bor, Čuka Dulkan und Tilva Mica und auch im Tilva Ronton ist eine gewisse Selbständigkeit der Hauptkupferphasen gegenüber der wenig älteren Pyrit-Quarz-Phase unverkennbar; in den tiefsten Horizonten, wo die „Wurzeln“ der Vererzung als Ganggäader mit hauptsächlich Kupferkies erschlossen sind, fehlt bezeichnenderweise durchgreifende Verquarzung und massive Pyritisierung.

Neigung zu Drusenbildung ist in Bor fallweise vorhanden, besonders dort, wo Enargit zugegen ist, der gern in Form kurzer Gängchen nesterartig oder in Knollen auftritt. Besonders ausgeprägt ist drusige Beschaffenheit der Enargitvererzung in den randlichen Nebenerzkörpern der Hauptlagerstätten von Bor, vor allem in der gangartigen Lagerstätte des Tilva Ronton. Hier ist Enargit zum Teil in Form von Drusengängchen entwickelt, aber auch in Knollen und als Imprägnationsnetzwerk. Daneben sind etwas Kupferkies, Kupferglanz und Covellin vertreten, Gangart ist Quarz und lokal ein wohl etwas jüngerer, derbkristalliner Gips.

D. Jovanovič (Lit. 3) hebt von Bor den Gegensatz von grobkörnigem Enargit und jenem Enargit hervor, der in prismatischen Kriställchen auf Drusen in Pyrit auftritt. M. Lazarevič (Lit. 6) betrachtet letzteren als sekundär. In Dudice sind grobkristallin-spätige, auch stengelig-strahlige sowie und vorwiegend drusige Beschaffenheit des Enargits vertreten, doch bestehen hier keine genetischen Verschiedenheiten.

Am Südrand von Bor, schon mehrere Kilometer von der Hauptlagerstättengruppe entfernt, doch im selben Propylitzug, befindet sich das Enargit führende Kupfervorkommen von Slatina, wo ebenfalls Enargit in vorherrschend drusiger Beschaffenheit, mit Baryt als Gangart aufsteht. — Weitere Außenseiter der Bor-Lagerstätten liegen in der nördlichen Fortsetzung der Propylitzone: der kleine Kiesstock des Kirisidschi Potok führt drusigen Enargit, ebenso die Ganglagerstätte Mali Krivelj, letztere eine annähernd meridionale Spalte, die Kupfervererzt, aber nur in ihrem südlichen, Bor sich nähernden Abschnitt, darunter auch Enargit enthält.

Gerade die Nebenlagerstätten von Bor, insbesondere das Gangvorkommen des Tilva Ronton, haben, stärker als die Haupterzkörper, vergleichbare Beziehungen zu den Vererzungserscheinungen von Dudice. Allen diesen Enargitvorkommen gemeinsam, die Haupterzkörper von Bor eingeschlossen, ist das Hervortreten einer besonderen Enargitphase und die Neigung des Enargits zu drusiger Beschaffenheit bei Auftreten in Form von Gängen und Knollen. Die Gangart ist hierbei in erster Linie Quarz — in Dudice ausschließlich Quarz — bei einzelnen Vorkommen tritt noch Baryt oder Gips hinzu; Karbonate fehlen überall. Die Enargitphase hat keine nennenswerten Edelmetallmengen hochgebracht, das gilt auch für Dudice.

Ob in Dudice die Bedingungen für das Zustandekommen großer massiver Kupfererzkörper in der Tiefe nach Art der Bor-Lagerstätten bestehen? Die heutige Oberfläche hat kaum noch die eigentliche subvulkanische Zone angeschnitten. Die Art der Verquarzungszonen, gangartige; wenig breite Verquarzungstreifen der allgemeinen Kluftrichtung folgend, läßt eher wahrscheinlich erscheinen, daß in ihnen etwaige Kupferreicherz-Zonen — für die sporadische Enargitführung gilt dies bereits — gangartig einbrechen würden und bei geschlossener und mächtiger Ausbildungsweise selbstverständlich auch zu bauwürdigen Erzkörpern anwachsen können, ähnlich wie der Tilva Ronton in Bor. Zum Unterschied von Bor, wo die Kiesmassen isoliert in Propylit stecken, tritt in Dudice die Kupfervererzung vereinzelt auch an den Schieferkontakt heran, den Schiefer metasomatisch durchtränkend; es bildet sich hierbei ein verquarztes Pyrit-Enargit-Bändererz heraus. Ist dieser Vorgang zwar erst in kleinstem Umfange erwiesen, bei kurzem Streichen und kaum meterstarker Mächtigkeit, deutet er doch die Möglichkeit größerer Ausdehnung in der Tiefe an. Vermutlich wird auch in diesem Falle der Umfang vorhergehender Verquarzung maßgebend sein.

Im Kontaktbereich des Dudice-Propylits zu Kalk und Marmor ist bisher noch keine Vererzung zum Vorschein gekommen. Jedenfalls wäre hier die Möglichkeit gegeben, etwa schon ohne vorbereitende Wirkung einer Verquarzung, metasomatische Stockvererzungen aufkommen zu lassen.

Das eine ist für Dudice sicher aussagbar: die heutigen Enargitaufschlüsse, verhältnismäßig dicht gestreut, doch nur kleinsten Erzmengen fassend, sind vorerst Zeugnis einer mehr extensiven als intensiven Vererzung innerhalb der Propylitbucht; sie liegen in der äußersten Haut eines magmatisch, propylitisch, als auch tektonisch präparierten Abschnittes oberflächennaher Vulkanitmassen. Damit ist im Vergleich zu Bor noch kein Rückschluß für etwa ähnliches Verhalten des Erzansatzes in der Tiefe gestattet. Die Enargitphase hebt sich allgemein, auch in Bor, von den anderen Cu-Vererzungsfolgen zeitlich und in der Art der Ausbildung etwas ab; auch für Dudice ist zutreffend, daß sie einer etwas leichter beweglichen Hochförderung von Cu-Erzlösungen entspricht, von Gas getragen, zu Druseu und Kristallimprägnationen neigend, und so leichter in das

Dach etwaiger, unter Massenmetasomatose entstandener, subvulkanischer Kieskörper der Tiefe vorzudringen vermochte.

In Bor kann das Verhalten in das Dach der Hauptlagerstätten ausstrahlender Cu-Aufstiege nicht beobachtet werden, das Dach ist weitgehend abgetragen, nur randlich sind solche Beobachtungen möglich, hierzu gehört der Tilva Ronton. Der Kieskörper des Čuka Dulkan mündete nach oben mittels Eiserner Hut-Bildung in eine alte Landoberfläche; von dem in Entwicklung befindlichen Tagbau auf Tilva Mica, dessen Erzkörper nicht zu Tage austreicht, sind eher Beobachtungen zu erwarten.

Die Arsenmenge hat in Dudice wie in Bor nur für den Aufbau von Enargit gereicht, bzw. die Bildungsbedingungen waren nur für Enargit gegeben. Andere Arsenminerale bestehen nicht, auch nicht außerhalb der Enargitphase. Immerhin sind die Enargit führenden Gänge um Bor auch mit Erzen der anderen Cu-Phasen vermischt, Dudice ist bisher eine einförmige Enargitvererzung geblieben. Die Enargitphase ist, in Dudice wie in Bor, von keinen nennenswerten Edelmetallmengen begleitet.

Die mit Propylit verknüpfte Kontaktlagerstätte von M a i d a n P e k, nördlich Bor, führt bemerkenswerterweise keinen Enargit, ungeachtet der Gegenwart von Cu-hältigem Schwefelkies und Arsenkies; beachtlich sind Auftreten von Magnetit und Zinkblende (S c h n e i d e r h ö h n Lit. 14).

Das sporadische Vorkommen von PbS in einem Kieskörper von Bor ist mit dem PbS-Vorkommen am Dudicegipfel in Vergleich zu setzen.

Die Bedeutung der Tektonik, sowohl der vor- als nachmineralischen, ist für Bor noch nicht im einzelnen klar gestellt, Beiträge zur Lösung dieser Frage hat H e y s e (Lit. 21) geliefert, neue Feststellungen sind durch die Detailarbeit von E. C l a r zu erwarten. Wie weit die Propylitbucht von Dudice ausschließlich der Tektonik oder, wahrscheinlicher, mit ihr vereint auch magmatischer Ausweitung ihre Entstehung verdankt, steht ebenfalls noch nicht fest; jedenfalls ist auch hier, wie in Bor, eine nicht unwesentliche nachmineralische Tektonik vorhanden, die aber vor Ablagerung der ungestörten Blocktuffmassen ihr Ende erreicht haben muß.

Im Alter sind Bor-Andesit, das heißt seine jüngste Phase, und Dudice-Andesit wohl nur wenig verschieden. Der ältere Andesit in Bor durchbricht Kreide und seine losen Auswurfmassen verzahnen sich noch mit Kreidesedimenten; ein jüngerer Andesit, bereits von L a z a r e v i ć (Lit. 6) erkannt, durchsetzt die älteren Andesite und trägt flach aufgelagert Kohlenmiozän. Der Außenrand des Tuffmantels vom Dudicevulkan streicht in flach gelagerte Süßwasserschichten des vermutlichen Miozäns ein.

Abschließend soll noch die Beziehung „quartz carié“ von Bor zu ähnlichen, wenn auch räumlich stark zurücktretenden Erscheinungen um Dudice kurz gestreift werden. Bekanntlich war der Kieskörper des Čuka Dulkan in Bor nach der Tagoberfläche zu durch eine 30—40 m mächtige Haube von löcheriger, von Brauneisen und etwas Gold erfüllter verquarzter Gesteinsmasse abgeschlossen,

so daß die Kupfererzmasse darunter lange verborgen blieb. Die französischen Geologen in Bor haben diese von ihnen als „quartz carié“ genannte Cu-freie Gesteinshaube als Eiserne Hut-Zone der Kupferlagerstätte aufgefaßt und die löcherige Beschaffenheit von der Auslaugung der zu Limonit veränderten Eisen- und Kupfersulfide abgeleitet. Die selektive metasomatische Verdrängung vor allem der Hornblende durch Sulfide war ihnen von den intakten Lagerstättenteilen bekannt. Der ebenfalls zutage ausgehende arme Kieskörper des Tilva Rosch in Bor hat ebenfalls ein quartz-carié-Dach, das, goldreich, in seinem Edelmetallgehalt auch verwertet wurde. Die Bildungsfrage des quartz carié bedarf noch weiterer Untersuchungen; die Bedeutung desselben als entlaugte Kupferlagerstätte wäre in der Tat geeignet, die im allgemeinen erhoffte Propylitzone auf Zonen des quartz carié für die Untersuchungsarbeiten einzuengen. Von diesem Leitgedanken wurde auch in der Ara des französischen Schurfbetriebes in und um Bor, aber auch im übrigen Serbien, reichlich Gebrauch gemacht. Eine klar in Erscheinung tretende Wiederholung des Falles von Čuka Dulkan wurde aber nirgends festgestellt. Eine Reihe von quartz-carié-Massen besaßen keine Kupferlagerstätte unter sich, andererseits ist die Eiserne Hut-Zone solcher Kiesmassen durchaus nicht immer als quartz carié ausgebildet. Beispielsweise zeigt der Gang Tilva Ronton im Ausbiß wohl eine höhere Verquarzung, doch ohne Ausbildung von quartz carié.

Auch in Dudice sind mir schon beim ersten Besuch solche löcherige verquarzte Propylitmassen aufgefallen, die nachfolgende Detailkartierung hat sie besonders verzeichnet. Die löcherige Beschaffenheit rührt zum Teil nur von unvollständiger Durchquarzung her. Aber auch echter quartz carié im Sinne der Bor'schen Auffassung, mit Hohlraumabdrücken der Hornblende, kommt vor, sowohl innerhalb der Propylitbucht, in beachtlichem Umfange aber außerhalb vor ihrer Mündung gelegen, am westlichen Steilhang der Stara reka; Mühlsteinbrüche sind darauf angelegt, Cu-Spuren finden sich nicht.

Über Bor hinaus richtet sich die vergleichende Prüfung auf die übrige Enargit führende Kupfervererzung des balkanisch-karpatischen Andesitvulkanismus.

Bor zunächst sind auf Enargitführung hin die Kupferlagerstätten Bulgariens zu betrachten, in ziemlich beschränkter Zahl vorhanden. Nur im Erzbezirk von Panagjurische, und zwar im Bereich Ludajana, sind die vollen Mineralparagenesen von Bor wiederzufinden. Georgieff (Lit. 25) hat 1937 eine Schilderung davon gegeben; beachtenswerte Einzelheiten hat F. Unterhössl (Lit. 36) 1941 in einem Bericht niedergelegt.

Nach Georgieff wiesen die Gangvorkommen um Panagjurische keine Enargitführung auf, eine solche tritt dort nur auf den metasomatischen Verdrängungskörpern und Hohlraumausfüllungen im propylitisierten Andesit in Erscheinung.

Die Gänge enthalten im allgemeinen Cu-hältigen Pyrit und Kupferkies, der Pyrit hat einen Cu-Gehalt um 0.4% und keine Edelmetalle.

Anders die Verdrängungskörper im propylitisierten Andesit, die eine komplexe Mineralführung aufweisen. Die Paragenese der Erz-Zone von Petelowa setzt sich (Georgieff) beispielsweise zusammen aus: Pyrit und Kupferkies, Luzonit, Enargit, Kupferglanz, Tennantit, Bornit, Fahlerze, Bleiglanz und Zinkblende, auch gediegen Schwefel. Als Gangart ist neben Quarz und Baryt auch Gips erwähnt. Mithin ist eine Erzgesellschaft beisammen, die jener von Bor und Umgebung gleichkommt.

Das Nebengestein des Erzbezirkes von Ludajana ist ebenfalls ein Hornblendeandesit, auch Tuffbildungen sind reichlich vertreten, in ihnen fallweise mineralogische Vorkommen von gediegen Cu und Zeolithen. Die Andesite erlitten in bedeutendem Ausmaße eine pyritische Propylitisierung. Georgieff betont überdies eine mit Bleichung verbundene, epidotisierende Propylitbildung; Kaolinisierung ist auf die Nähe der Erzlagstätten beschränkt.

Von besonderem Interesse sind die Feststellungen von Georgieff, betreffend die Verkieselungserscheinungen; es werden von ihm 3 Verkieselungsarten unterschieden: Eine, bei welcher die Kieselsäure durch Verwitterung der Silikate entstanden und als Chaledon ausgeschieden ist, der so auch in nicht propylitisiertem Gestein auftreten kann. Eine zweite Art der Verkieselung entspringt der hydrothermalen Zersetzung der Silikate im propylitisierten und kaolinisierten Gestein, wobei Kieselsäure die Grundmasse des Gesteins durchtränkt; die vorher kaolinisierten Feldspate sind unverkieselt geblieben, bei der Verwitterung ergibt sich ein poröses Gestein, wobei die Hohlräume die ausgelaugten Feldspate und ausgelaugten limonitisierten Pyrite bedeuten. Dieser Verkieselungsvorgang geschah in Begleitung von Erzabscheidung, aber auch ohne diese. (Hier liegt wohl ähnliches wie die quartz carié-Bildung in Bor vor, ohne daß, wie dort, eine zwangsläufige Beziehung zur Vererzung glaubhaft gemacht wird.) Eine dritte Art der Verkieselung sieht Georgieff im primär hydrothermalen Kieselabsatz; diese Kieselsäure kam mit Erzlösungen oder auch selbständig aus der Tiefe und schied sich meist in dünnen Aderchen oder kleinen Nestern aus.

Der Enargit-Anteil tritt in der Hauwerkuszusammensetzung des Ludajanaerzes allerdings stark zurück; beispielsweise halten Erzsendungen der Grube Krassen dieses Revieres bei 10·1% Cu nur 1·7% As, der Edelmetallgehalt hierbei betrug 6·7 g Au/t und 50 g Ag/t. Vorherrschende Erze sind Pyrit, Kupferkies und Covellin.

Bemerkenswerte geologische Einzelheiten der beiden wichtigsten Gruben des Ludajanabezirkes teilt F. Unterhössl in einem ungedruckten Bericht (Lit. 36) 1941 mit.

Die metasomatischen Verdrängungskörper der Grube Radka stehen nach Unterhössl in enger Beziehung zu einem hellgrauen, zuweilen geschichteten Gestein, dem sogenannten roche schistifiée der französischen Betriebsführung. Dieses Gestein macht einen beschränkten Abschnitt aus innerhalb einer ausgedehnten 2·5×1·5 km fassenden Propylitzone, die Erzführung erscheint an den Kontakten oder inmitten des roche schistifiée, mit meist scharfer Begrenzung zu diesem, unscharf gegenüber dem angrenzenden quarzigen Propylit. Die Kupfererzkörper ragen mitunter in etwas ältere Cu-freie Pyritmassen hinein.

Der „roche schistifiée“ scheint mit dem von Dudice beschriebenen „Bänderpropylit“ vergleichbar zu sein, der bei flüchtiger Betrachtung völlig den Eindruck eines geschichteten Tuffes erweckt; auch dort sind hoffnungsvolle Kupfererzanzeichen in Nähe.

Die Erzkörper der Grube Krassen, Südost Panagjurische, sind nach F. Unterhössl aufgereiht am Südabschnitt einer O—W-gerichteten,

3 km langen und 400 m breiten Zone von Andesitpropylit; aus dieser Zone heben sich stark verquarzte Teile und auch Züge von unzersetztem Andesit riffartig heraus. Die Erzlinzen — dem Berichte F. Unterhössl's folgend — schießen, für sich isoliert, in ein und derselben Einfallzone steil in die Tiefe, roche verte im Hangend, einen Breccienandesit im Liegend. Die Erzführung kann auch zur Gänze im Breccienandesit eingeschlossen sein. Welter im Hangend stellt sich Quarzpropylit ein. Lettenklüfte, zum Teil auch Rutschharnische, grenzen die Erzkörper scharf ab. Die tiefste Schachtsohle — 140 m — hat bisher nur erzfreie Breccie durchfahren. Unterhössl hebt die massige — in diesem Falle also nicht drusige — Beschaffenheit des Erzes hervor, das Pyrit, Kupferkies, Kupferglanz, Enargit und Covellin umfaßt, und Fördererze mit 11% Cu, 6–7 g Au/t und 50 g Ag/t liefert.

Auch für den Ludajanabezirk scheint bemerkenswert: wo lagerstättenmäßige Verdichtung von Kupfererz vorhanden ist, meist eine Mehrzahl von Mineralarten umfassend, ist auch Enargit vertreten; von den zahlreichen sporadischen Kupfererzfunden wird kein Enargit gemeldet.

W. E. Petrascheck (Lit. 31) hat in seiner jüngst erschienenen Arbeit über die Metallogenese des Balkans auf die mögliche Altersverschiedenheit zwischen der Vererzungsperiode von Bor und Panagjurische aufmerksam gemacht. Panagjurische erschiene von dem senonen Andesitvulkanismus abhängig, Bor wäre es von dem mittel-tertiären. Vielleicht liegt aber doch m. E. Alterseinheit der Erzbildung vor, wie ja auch in Bor älterer und jüngerer Vulkanismus zusammentreten. Für beide Lagerstättengebiete ist übrigens nach-mineralische tektonische Beanspruchung bezeichnend.

Die übrigen Kupfervorkommen in Bulgarien stehen — soweit mir bekannt — ohne Enargitführung da. H. Boecher (Lit. 37) hat eine große Zahl der bergmännisch bearbeiteten Propylitizonen Bulgariens untersucht, Enargit wurde nicht vermerkt. Die mit gutem Erfolg arbeitende kleine staatliche Kupfergrube Kara Tepe bei Burgas am Schwarzen Meer — ein Gang im Andesit — führt Kupferkies als Haupterz, keinen Enargit.

Ungeachtet der großen Dichte jungvulkanischer sulfidischer Erzlagerstätten im Innenraum des Karpathenbogens ist dort Enargit als Glied einer Erzmineralgesellschaft selten. Bekannt hierfür ist die Kupfer-Gold-Lagerstätte Resck im Matragebirge Ungarns, einen zweiten ungarischen Fundort meldet die Erzlagerstättenkunde von Stelzner-Bergeat: Pará. A. Helke hat 1938 (Lit. 27) eine umfassende Darstellung der auf Andesitvulkanismus zurückzuführenden Gold-Silber-Lagerstätten des Innenkarpathenraumes gegeben. Diese Vorkommen, groß an Zahl, führen fast stets Kupferminerale in ihren Paragenesen, Kupferkies, Fahlerz, Bournonit, auch Arsen-sulfide, Enargit fehlt mit der einzigen Ausnahme von Resck, wo — lagerstättenbildend — Enargit und Luzonit in Erscheinung treten.

In der Gruhe von Matrabanya bei Resck ist nach Helke und Vitalis (cit. Helke) die bauwürdige Lagerstättenmasse in Form von Stöcken vorhanden, die in einer kaolinisierten Andesitbreccie liegen. Kupfererz ist fast ausschließlich durch Enargit und Luzonit vertreten, der beachtliche Edelmetallgehalt scheint sowohl an Pyrit als auch an Enargit gebunden zu sein. Vulkanische Bombentuffe fehlen dem Eruptivgebiet nicht. Besonders in vergleichender Hinsicht gewinnen die Angaben von Helke

Bedeutung: die Erzkörper kommen zustande, indem zum Teil die Eruptivbreccie durch im einzelnen geringmächtige Enargit-Luzonitgänge durchadert wird, zu anderem Teil ist Enargit-Luzonit in erbsen- bis eigroßen Aggregaten entwickelt, die, gleichsam das Bindemittel bildend, zwischen den festgepackten Bruchstücken der Breccie eingeklemmt liegen oder, wo tuftiges Bindemittel vorhanden ist, von diesem umschlossen werden.

Sind schon in der Gesamtschau der karpathisch-balkanischen Enargitvorkommen gewisse gemeinsame Eigentümlichkeiten zu erkennen, so sollen abschließend, wenn auch die außereuropäischen Enargitvorkommen, vor allem jene der andinen Metallprovinz kurz in die Betrachtungen einbezogen worden sind, diese auch dort vielfach bezeichnenden, gemeinsamen Kennzeichen nochmals herausgestellt werden.

Wird der Blick von den subvulkanischen Enargit führenden Cu-Vorkommen des Balkan- und Karpathenraumes abgewendet, bleiben wenig europäische Enargitvorkommen übrig, die, auch nur der mineralogischen Bedeutung halber, in den Mineralogien und Lagerstättenkunden erwähnt werden.

Stelzner-Bergeat (Lit. 2) führt von der barytischen Kupferkies-Fahlerzlagerstätte Brixlegg in Nordtirol, im paläozoischen Schwazer Dolomit gelegen, als seltenen Fund Enargit neben Antimonit an. Die Lagerstätte Brixlegg ist Ergebnis von Absatz bereits minder temperierter Thermen. Es liegt anscheinend Bildung von Enargit vor aus der tiefsten Temperaturstufe seines, große Tiefenspannen umfassenden Bildungsbereiches. Aus der voran gezeigten Verbreitung der Enargitvorkommen innerhalb des tertiären Andesitvulkanismus wäre etwa der Enargit von Brixlegg als ein weiterer Wegweiser zu betrachten für den Zusammenhang der ostalpinen Cu-Vorkommen mit der gleichen vulkanischen Epoche; W. Petrascheck (Lit. 13) hat 1929 die Einheit der ostalpinen Metallisation und deren Beziehung zum miozänen Andesitvulkanismus dargetan; ich hatte seinerzeit die Beteiligung von sulfidisch-arsenidischen Ni-Co an dem Aufbau der ostalpinen Cu-Lagerstätten als Blutzeugen für eine gleiche, einheitliche postalpidische Mineralisation aufgerufen (Hiebleitner, Z. f. pr. Geol. 1931).

Ebenfalls in der Lagerstättenkunde von Stelzner-Bergeat ausgegeben ist das Vorkommen von Enargit als Seltenheit auf den barytischen Kupfer-Bleierzgängen von Schapbach im Kinzigtale des badischen Schwarzwalds. Die Mineralparagenese ist bunt: Bi-Silberglanz, Co-Bi-Fahlerz, sonstige Bi- und Pb-Mineralien mit Gangarten Flußspat, Schwerspat und Quarz.

Es war naheliegend, auch außerhalb der eigentlichen Kupferlagerstätten, unter den sporadischen Vorkommen von Cu-Mineralien nach Angaben von Enargitfunden Ausschau zu halten. Enargit wird nirgends verzeichnet. Bezeichnenderweise fehlt Enargit auch den im allgemeinen schon recht kühlen, auch mit Magmatismus nicht unmitttelbar in Zusammenhang stehenden Paragenesen der alpinen Mineralkluftlagerstätten. In dem Buche „Die Minerale der Schweizer Alpen“, 1940, führen Niggli, Königsberger, Parker

ein erschöpfendes Inventar der Schweizer Vorkommen dieser Art an; Enargit ist hierunter nicht bekannt, obwohl beispielsweise im Binnental Arsenfahlerz (Binnit) neben Realgar und anderen Arsen- und Kupfermineralien vertreten sind.

Die europäischen Enargit führenden Cu-Erzvorkommen der kretazisch-tertiären Vulkanitepoche werden an Zahl und Umfang, an Kupferinhalt und regionaler Verbreitung durch die nord- und südamerikanischen Lagerstätten der gleichen Epoche weit überragt. Diesen gewaltigen Metallanhäufungen steht freilich auch ein ungeheures weiträumiges Ausmaß von vulkanischer Tätigkeit gegenüber, an das der Vulkanismus der jungen Metallprovinzen Europas nicht heranreicht. Die bekanntesten Kupferreviere Amerikas mit den bedeutendsten Förderziffern der Welt sind auf diese Vorkommen aufgebaut. Neben Gangvorkommen wie Butte sind es vor allem die Imprägnationslagerstätten der Porphyre, die „porphyry ores“, welche in großer Zahl und in ihren wichtigsten Vertretern auch Enargit zu ihren Cu-Erzparagenesen zählen. Die Erzbringer sind Erzträger gerade der porphyry ores sind vielfach schon Vulkanite halb plutonischen Charakters oder sogar echte Tiefengesteine. Hier folge ich den Angaben, soweit für den Vergleich vonnöten, hauptsächlich der Bücher von Schneiderhöhn, Erzlagerstätten, und Brüggén (Lit. 23).

Butte in Arizona, dieses schier unerschöpfliche Kupferrevier der USA, umfaßt in der „inneren Zone“ des ausgedehnten Lagerstättenbezirkes eine ähnliche Paragenese wie Bor in Serbien: vorherrschend sind Kupferglanz, Enargit, Bornit, Covellin, Kupferkies und etwas Fahlerz, neben Schwefelkies. Die Edelmetallhalte sind niedrig, doch noch nutzbringend. Gangart ist Quarz. Neben den Gängen verschiedenen Alters als Haupterzträger bestehen auch Imprägnationslagerstätten, alle innerhalb eines Massivs von spätkretazischem Quarzmonzonit aufsetzend, der von jüngeren Vulkaniten durchbrochen ist. Chloritische und serizitische Propylitisierung sind verbreitet. In den Gängen, die bereits Teufen von 1100 m überschreiten, werden Enargit nebst Schwefelkies nach der Tiefe vorherrschend, Enargit fehlt aber auch den oberen Teufen nicht und bekundet damit eine beträchtliche Teufenbeständigkeit. Drusige Struktur oder nesterartige Anhäufung des Enargits — auf den balkanischen Vorkommen fast die Regel — wird nicht erwähnt.

In der kühleren „Außenzone“ des Butte-Revieres verschwindet Enargit, zu Kupferkies gesellen sich Pb- und Zn-Sulfide, zu Quarz tritt spälige Gangart.

Bingham in Utah vertritt neben dem Typ des porphyry ore, am Kontakt zu Kalk angeordnet, auch den Typ einer Verdrängungslagerstätte von Cu-reichem Schwefelkies (nebst Enargit) in Kalk. Erzträger im Porphyryerz ist ein Monzonitporphyry. Bemerkenswert ist, nach Schneiderhöhn, die sekundäre Biolit- und Orthoklas-Neubildung bei der Propylitisierung — also eine Art Kalimetasomatose, eine Gesteinsumwandlung, die in dieser Richtung auch von anderen Propylitvorkommen bekannt geworden ist (adularisierter Dazitpropylit der Goldlagerstätte Redjang Lebong auf Sumatra). [E. Clar hat kürzlich Orthoklas-Neubildung in ansgedehntem Maße im Dazitpropylit des Molybdänglanzvorkommens Mačkatica in Mazedonien nachgewiesen.] Bingham ist bekannt durch die gewaltige Tageserzeugung von 40.000 bis 60.000 t Hauwerk mit 0,9% Cu im Tagbau.

In Tintic in Utah, Südwest von Bingham, ist eine ähnliche zonare Verteilung des Erzabsatzes bei ähnlicher Paragenese vorhanden wie in Butte. Im Kern der ErzhoCHFörderung liegen die reichen Cu-Erze mit wenig PbS und ZnS, weiter nach außen folgt der Ag-reiche Gürtel der Pb-Zn-Lager-

stätten. In Zusammenhang mit jungen Porphyrdurchbrüchen bildeten sich in Kalken Verdrängungserzkörper, in Verkieselungszonen eingehüllt.

In der andinen Lagerstättenprovinz Südamerikas sind eine Reihe bedeutender Kupferlagerstätten, verknüpft mit der jungen Porphyritformation, durch Enargitführung gekennzeichnet.

In Peru sind am bekanntesten hiervon Cerro de Pasco und Morococha.

Cerro de Pasco ist vornehmlich eine Imprägnationslagerstätte mit reichlich Enargit und Fahlerz im Bereich eines Durchbruchschlotes von tuffigen und brecciösen Vulkaniten, nach der Tiefe gewinnt Kupferkies Vorhand.

In Morococha (Stelzner Lit. 2) setzen Gangspalten mit Schwefelkies, Ag-armen Enargit und Kupferkies in mächtigen Propylitmassen auf. Zur Paragenese mancher dieser Gänge tritt Wolframit und Arsenfahlerz (Tennantit), auch Magnetit (Lit. 30). Neben den Gängen bestehen auch Imprägnations- und Verdrängungslagerstätten ins Nebengestein hinein.

Von den Cu-Lagerstätten Chile's verdanken wir I. Brüggén (Lit. 23) eine übersichtliche und kritische Schilderung. Kennzeichnend für viele der Enargit führenden Vorkommen ist reichlicher Anteil an brecciösen oder brockigen Vulkaniten, sowie reichliche Turmalinisierung im Vererzungsbereich. Meist Dazit, jüngere und ältere, einschließlich einer granodioritischen Pluton-Zwischenphase, sind zugleich Erzbringer und Muttergestein.

In Las Condes und Rio Blanco-Gebiet ist der jüngere Dazit tuffähnlich, löcherig, einschlußreich, jünger als die Vererzung, lose Auswurfmassen fehlen. Die Vererzung ist an eine Turmalin-verhellte Eruptivbreccie zwischen Granodiorit und älterem Dazit gebunden, bei fallweiser starker Verkieselung.

Auch in Teniente gehen Erz und turmalinisierte Dazitbreccien zusammen, der eigentliche Eruptivschlot wird durch ein mehr basisches Vulkangestein, Dioritporphyrit (Andesitporphyrit?) gebildet. Turmalin- und Erzbildung übergreifen sich. Auch die serizitische Propylitisierung ist von Turmalin-Neubildung begleitet. Die Erzparagenese umfaßt sozusagen Innen- und Außenzone zugleich: Pyrit, Kupferkies, Kupferglanz und Bornit, Buntkupfer, ZnS, PbS, MoS<sub>3</sub>, Antimonglanz und Enargit, bei Quarz als Gangart. Nach Brüggén liegt, im Gegensatz zu Lindgren's Auffassung, keine komplizierte Phasenfolge der Vererzung vor, auch bestehe kein Tuffkrater, sondern die dem Schlot aufgesetzte Tuffscheibe sei ein Rest der älteren Tuff-Formation.

Die ausgedehnte Erzzone von Chuquicamata folgt der verkieselten und serizitierten Rütterzone in einem Granodiorit. Primär sind nach Brüggén nur Pyrit, Kupferkies und der verhältnismäßig wenig häufige Enargit.

Aus dem andinen Anteil Argentiniens wäre noch die Cu-Lagerstätte der Sierra Famatina anzuführen als Heimstätte des dem Enargit isomorphen Famatinits Cu<sub>3</sub>SbS<sub>4</sub>, neben Covellin, Schwefelkies und dem Enargit dimorphen Luzonit.

Unter den Lagerstätten der jungen Faltenbögen und Vulkanreihen des westpazifischen Raumes ist das Cu-Vorkommen Macayan auf der Insel Luzon (Philippinen) durch Beteiligung von Enargit und Luzonit bekannt.

Neben diesen beiden Cu-Erzen (Lit. 5) wird von dort noch genannt: Fahlerz, Kupferkies, Kupferindig, Pyrit; Gangart Quarz, Sanidintrachyt ist das

vulkanische Muttergestein. Nach Rittman (Lit. 24) weist gerade der Vulkanismus der Philippinen besonders hohen Anteil (80%) an lockeren Auswurfmassen auf, Eruptivbreccien im Lagerstättenbereich werden in den Literaturangaben nicht ausgewiesen.

Über die zahlreichen jungvulkanischen Cu-Au-Lagerstätten des japanischen Inselgürtels stehen mir augenblicklich keine genaueren Angaben zur Verfügung, Enargit wird nicht erwähnt. Dasselbe gilt für die junge, mit sonstigen Kupfererz-Mineralen versehene Goldganggruppe Ostindiens.

Außerhalb der Reihe jungvulkanischer Kupferlagerstätten mit Enargitführung steht Tsumeb im ehemaligen Deutsch-Südwestafrika. Dieses einzigartige Vorkommen ist eine schlauchartige Verdrängungslagerstätte im dolomitischen Kalk der paläozoischen Otavifformation (Krusch).

Nach Schneiderhöhn (Lit. 10) sind die vorhandenen Eruptiva nicht als eigentliche Erzbringer anzusprechen, wohl aber hat der Lagerstättenabsatz eine günstige tektonische Vorbildung angetroffen. Bemerkenswert auch hier eine weit ins Nebengestein reichende Verkieselung. Die Erze des Haupterkörpers sind mittel- bis grobkörnig, derb, ohne Drusenräume, ohne Gangart: Kupferglanz, Fahlerz, Enargit, seltener Kupferindig und Schwefelkies, reichlich Bleiglanz und Zinkblende, von Bedeutung der Vanadiumgehalt.

Aus der vorangestellten knappen Kennzeichnung der Enargit führenden Kupferlagerstätten, weltweit und mit dem Versuche betrachtet, gewisse gemeinsame Eigentümlichkeiten hervorzukehren, hebt sich auch die schon lange geläufige Tatsache heraus, daß Enargit vornehmlich auf Lagerstätten der jungvulkanischen Andesit-Dazit-Epoche vertreten ist. Diese hat schon Beck in seiner Lagerstättenkunde 1909 veranlaßt, eine eigene Enargitformation aufzustellen.

Enargit ist bevorzugt ein Kupfer-Erzmineral des kretazisch-tertiären Orogen-Vulkanismus.

Eine Reihe gemeinsamer Kennzeichen in petrografischer, geologischer und lagerstättenkundlicher Hinsicht auf diesen Enargit führenden Lagerstätten der jungen subvulkanischen Erzabfolge sollen abschließend unter allgemeinen Gesichtspunkten kurz zusammengefaßt werden.

Enargit ist tatsächlich ein Lagerstättenmineral — sporadische und rein mineralogische Vorkommen abseits von Lagerstätten sind wohl sehr selten oder fehlen ganz. Enargitbildung ist also zumeist dort gegenwärtig, wo in der Tiefe ausgiebigere Herde von Restlösungen und Restdämpfen mit den entsprechenden Metall- und Schwefelgehalten für Lagerstättenbildung zur Verfügung stehen. In der Regel ist Enargit Glied einer gemischten Sulfidgesellschaft, hebt sich aber innerhalb dieser mancherorts als besondere, nur mit Pyrit und Covellin, auch etwas Fahlerz, zusammenretende Mineralphase heraus. Vereinzelt, und hierzu gehört Dudice, ist diese Phase, vorläufig, allein herrschend.

Ein gemeinsamer Zug wohl fast aller Cu-Erzvorkommen mit Enargit ist die relative Edelmetallarmut — nicht der Gesamtlagerstätte, sondern der Enargitphase.

Die Tiefenspannen, innerhalb welcher Enargit auf einer und derselben Lagerstätte zur Bildung kommen kann, sind groß; sie umfassen beispielsweise in Butte mehr als 1000 m, von der gegenwärtigen Oberfläche ab gerechnet. Dabei bleibt aber Enargit stets eine Mineralbildung heißer, meist mesothermalen Absatzbedingungen und reicht bis in die nachmagmatischen Äußerungen halbplutonischer Gesteine hinab. Im Tag-Oberflächenbereich der Vulkanformationen, unter den Absätzen zu Tage austretender Solfataren und Fumarolen, ist Enargit meines Wissens nicht bekannt. Als Sublimationsprodukt auf Hohlräumen der Vesuvlaven wird Tenorit ( $\text{CuO}$ ) und Covellin, nicht aber Enargit angeführt, obwohl zur Solfatarentätigkeit im allgemeinen auch Absätze von Arsensulfid und gediegen Schwefel in Kristallen gehören. Die Verknüpfung des Enargits mit der Abscheidung von derbem Solfatarenschwefel ist dahin auszulegen, daß die Oxydationszone der Solfatarengase von der Oberfläche ab beträchtlich weit in die Tiefe reichen kann.

Zur Frage der deszendenten Enargitbildung, Enargit als Zementationserz in der sekundären Anreicherungszone der Kupfererzlagerstätten, fehlen mir eigene Beobachtungen. Lazarevič (Lit. 6) glaubte eine solche Unterscheidung in Bor treffen zu können.

Die begleitende Gangart der Enargitvererzungen ist in der Regel Quarz. Dieser Umstand veranlaßt Whitehead (cit. Schneiderhöhn, Erzlagerstätten, S. 401) anzunehmen, daß die Bildungsbedingungen für Enargit nur dort zutreffen, wo saure, kieselreiche Lösungen Cu und As hochgebracht haben, hingegen mehr basische Lösungen, den Absatz von Kalkspat, Schwerspat und Eisenpat begünstigend, wie beispielsweise in Chanarcillo (Chile), mitgeführtes Cu und As in Form von Kupferkies und Arsenkies abscheiden. Nicht überall ist jedoch die Gangart der Enargitvorkommen auf Quarz beschränkt, doch wäre in diesen selteneren Fällen, wo zugleich auch eine komplexe Sulfidgesellschaft besteht, jeweils zu beachten, ob nicht die spätere Gangart einer späteren nach-enargitischen Lösungsfolge entspricht.

Eine weit verbreitete Eigentümlichkeit der Enargitvererzungen ist der ihnen anhaftende Drusencharakter, auch die nester- und knollenartige Ausbildung. Dabei zeigt sich vielfach, beispielsweise in Dudice, gegenseitiges Anlösen von Pyrit, Enargit und Quarz, wohl unter Mitwirkung von Gasen und Dämpfen, den Drusen damit, oft schon dem bloßen Auge erkennbar, ein zerfressenes Aussehen verleihend.

Allgemeine Erscheinung, an der ja alle Sulfidlagerstätten führende Vulkanitmassen teilhaben, ist die ausgedehnte Veränderung, die Propylitisierung des vulkanischen Erzmuttergesteins. Allerdings: die Propylitisierung hat in der Regel gegenüber der in ihr beschränkt auftretenden Metallogenese eine regionale Verbreitung, und: es gibt viele und ausgedehnte Propylitzonen ohne Erz, umgekehrt setzt wohl kaum je eine jungvulkanische Sulfidlagerstätte im frischen, unveränderten Vulkanit auf. Als Besonderheit einer propylitischen Umwandlung, der Enargitvererzung vorausgehend, ist die Ausbildung von pseudoschichtigem Bänderpropylit zu nennen; sie wurde

von Dudice mitgeteilt, dürfte auch auf den Enargitvorkommen des Bezirkes Panagjurische in Bulgarien vorkommen, und ist nach Beschreibungen von Lagerstätten der andinen Porphyritformation auch in Amerika zu vermuten.

Der Typus von Bänderpropylit ist nicht nur auf Enargitvorkommen beschränkt, sondern auch anderen Vererzungen auf Propylitgrundlage eigen. Beispielsweise ist ein von parallelen  $\text{MoS}_2$ -führenden Quarzgängen in fast regelmäßigen Abständen eng durchbänderter Dazitpropylit, in bedeutendem Ausmaße lagerstättenbildend, das Erzgestein der Molybdänlagerstätte Mačkatica in Mazedonien.

Mehr noch als der Bänderpropylit ist das Auftreten von magmatischen Eruptivbreccien verbreitet, ganz allgemein im Bereich subvulkanisch gebildeter Erzlagerstätten, aber schon fast regelmäßig im Verband Enargit führender Kupferlagerstätten dieser Reihe. Die intern, innerhalb der Vulkanschlünde gebildeten Eruptivbreccien sind Ausdruck der Wiederbelebung einer schon erkaltenden, im Übergang zu fest befindlichen Vulkanitmasse durch heißeren, dünnflüssigeren Magmenbrei aus größerer Tiefe. Aus dieser neuerlichen Magmenzufuhr, beziehungsweise aus deren tiefer gelegenen Herden und dort aufgespeicherten metallischen Restlösungen und Dämpfen schöpft die Enargitvererzung. Solcher Art Eruptivbreccien oder Eruptivkonglomerate, ein zweiphasiges, magmatisches Geschehen verkörpernd, sind die Andesitbreccien von Resck, die „brèche“ der Grube Krassen in Panagjurische; auch der Brockenandesit des Čuka Dulkan von Bor dürfte hierher gehören, obwohl seine Beziehung zur Borvererzung noch nicht klargestellt erscheint. In großer Zahl werden die mit der Vererzung eng verbundenen Andesit- und Dazitbreccien von den Erforschern der andinen Lagerstätten immer wieder hervorgehoben. — In Dudice ist eine Andeutung von brecciöser Andesitbildung im Bänderpropylit des Stollens 6a kenntlich. Möglicherweise verdanken die Blocktuffmassen von Dudice der explosiven Ansschleuderung von in Bildung begriffenen Eruptivbreccien ihre Entstehung.

Eine weitere, wichtige Gemeinsamkeit, die freilich auch den meisten der anderen subvulkanischen Lagerstätten zukommt, doch bei den Enargit führenden Cu-Lagerstätten stets besonders betont erscheint, sind die ausgedehnten Verkieselungen im Lagerstättenbereich, mitunter weit ins Nebengestein hinein reichend. Für Dudice wie für Bor hat sich gezeigt, wie gerade die Verkieselungszonen, pyritisiert, der nachfolgenden Cu-Vererzung wegweisend und absatzbedingend dienen.

W. E. Petraschek (Lit. 31) hat im Hinblick auf die umfangreichen Verkieselungen als Begleiter der jungvulkanischen Erzbringung des Balkans und der Karpathen, da und dort verbunden mit Manganausscheidungen, einen genetischen Anklang gefunden zu den sonst anders gearteten und älteren Sulfidlagerstätten des Rio Tintogebietes.

Mit der Kennzeichnung dieser allgemein verbreiteten Eigentümlichkeiten der Enargitvererzung sind zugleich auch die „Faktoren der geologischen Lager-

stättenfunktion“ (Hiebleitner, Metall und Erz, 1937) dieser Vorkommen herausgestellt worden.

Auch die allgemeine paragenetische und Zonen-Stellung der Enargit führenden Cu-Vererzung innerhalb der kretazisch-tertiären Metallogenese, die Beziehungen zu den stofflich anders gearteten Lagerstätten des gleichen Zyklus sind weltweit ähnlich. Gleich wie bei den großen Cu-Lagerstätten Südamerikas bestehen auch von den jungen Cu-Vererzungen des Balkan- und Karpathenraumes strukturelle und stoffliche Beziehungen sowie Übergänge zu Lagerstätten mit vorwiegend Bi oder Mo, Sb, As, Pb, Zn, Hg, Au, Ag, auch W-Paragenesen.

Bereits für den engeren Bereich Dudice wurde die Andeutung einer Zonengliederung befunden, mit Bleiglanz, Sb- und As-sulfiden im äußeren Gürtel, Enargit auf den tiefsten und höher temperierten Zonenkern beschränkt.

Eine Übersicht über die zonare Anordnung der metallogenetischen Einheiten im großen hat kürzlich W. E. Petrascheck (Lit. 31) für die Südkarpathen und einen Ausschnitt des Balkans in einer Karte dargestellt und erläutert.

Für den gesamt mazedonischen Raum — außerhalb der oben erwähnten Karte — wären im Hinblick auf Dudice noch einige vorläufige Bemerkungen zu knüpfen. — Auch in Mazedonien besteht neben dem effusiven Vulkanismus der Kreide-Tertiärzeit auch ein plutonischer derselben Epoche: Granite, Syenite, meist etwas älter wie die Vulkanite, zum Teil mit Übergängen zu diesen. Die zugehörigen Metallogenese beider weisen in Mazedonien ein ähnlich buntes Bild auf wie in den übrigen Balkaniden und Karpathen. Es kann für später vorbehalten bleiben, auch hier die Zonenbeziehungen eingehender und kartenmäßig darzustellen.

Bemerkenswert ist, daß die Andesite von Dudice nicht mehr dem mächtigen Andesitgürtel angehören, der in ausgedehnten Massen entlang einer tektonischen Hauptfuge im Bogen von Ostserbien über Pirot, Sofia nach Panagjurische einstreicht und die Cu-haltigen Sulfidmassen von Bor, Majdan Pek und Ludajana enthält. Dudice nimmt überhaupt eine gewisse Ausnahmestellung ein, in Anbetracht der zur dinarischen Streichrichtung querverlaufenden vulkanischen Achse, die einer der miozänen Beckenbildung vorangehenden Aufspaltung in ONO—WSW-Richtung folgt.

Die bunteste stoffliche Zusammensetzung weisen die Erze der Stari Trg-Grube von Trepca Mines am Rande des Kossovo Polje auf, die in einem stockartigen Erzschlauch zusammentreten, der schräg entlang eines Kalk-Schiefer-Kontaktes zu Porphyry, von Explosivbreccie begleitet, in große Tiefen absteigt: neben Blei- und Zinksulfid in Vormacht gehen Kupferkies und Arsenkies einher — Enargit fehlt, Gangart sind Quarz und Karbonspätele, auch Manganspat, — der Bi-Anteil an der mittleren Erzzusammensetzung ist nutzbringend hoch, Au- und Ag-Gehalte sind beachtlich, Sb-Mineralen nicht selten. Magnetkies bezeichnenderweise neben Schwefelkies in großer Verbreitung. MoS<sub>2</sub>-Vorkommen sind aus der Nachbarschaft bekannt. In Stari Trg ist praktisch fast die vollständige metallische Stoffparagenese dieser Erzbildungsperiode versammelt.

Bedeutend einförmiger, dem Bildungsbereich mit niedrigerer Temperatur entsprechend, ist die stoffliche Zusammensetzung der Gänge im Andesit von Zletovo. Die Erzminerale sind auf wenige Arten zusammengedrängt: PbS-Gänge mit wenig ZnS, wenig Cu- und Fe-sulfid, der Edelmetallgehalt beschränkt sich auf Ag im PbS. Bi, As und Sb sind ganz zurückgedrängt oder verschwunden.

Die Sb-Vorkommen von Bujanowce, als Gänge im Granit aufsetzend sind reine Quarz-Antimonit-Paragenesen, nur vereinzelt oder benachbart in getrennten Vorkommen tauchen sulfidische Arsenerze auf. Dem gleichen Granitmassiv nachbarlich angeschlossen, doch im brecciösen und verkieselten Serpentin am Rande zu Andesit auftretend, liegt die gangartige Realgar-Lagerstätte Antoinette bei Lojane nächst Kumanovo, mit gering eingestreutem Antimonit-Anteil.

Der Granit von Lojane-Bujanowce und seine untergeordnete Syenitfazies ist, zwar bei Oberflächenverwitterung zu grusigem Zerfall neigend, im allgemeinen mechanisch unversehrt und schließt sich, unter Übergangstypen, an die jungen, oft Granit ähnlichen Dazite von Vladički Han an, die bei Mačkatica in einem propylitisierten Ausschnitt eine MoS<sub>2</sub>-Vererzung nach sich ziehen; ein kleiner Reicherz-MoS<sub>2</sub>-Gang innerhalb des von Quarz-MoS<sub>2</sub>-Gängchen durchzogenen und mit MoS<sub>2</sub> imprägnierten, die Hauptlagerstätte ausmachenden Dazit-Propylit hat einen über Spuren hinausgehenden Bi-Gehalt ergeben. Die Propylitisierung in Mačkatica ist nach E. Clar serizitisch.

Schon jenseits der bulgarisch-mazedonischen Grenze, in Griechisch-Mazedonien am Westufer des Vardar bei Axiopolis durchschneiden MoS<sub>2</sub>-Gänge Granit, der ebenfalls tektonisch nicht versehrt ist und zu den jungen Plutonen gerechnet wird. Im gleichen Raum östlich des Vardar bei Lahanas besteht, Granit benachbart oder noch in diesen hineinreichend, ein lagerartiges Gangvorkommen von Antimonit in kristallinen Schiefen, mit fast manganfreiem Wolframit verknüpft, der die Salbänder einnimmt.

Ganz allgemein dürften die jungen, heute an die Tagoberfläche reichenden Plutone Mazedoniens nicht unmittelbar mehr mit den Metallogenesen in Beziehung stehen, sondern wirken eher als günstige spaltenbildende Absatzgesteine für die Metallabwanderungen der in regionaler Verbreitung lebendig gewordenen, große Tiefenareale füllenden, jungen Andesit-Dazitmagmen. Es ist bezeichnend, daß betonte Turmalinbildung, Turmalinisierung auf den mazedonischen Erzlagerstätten nicht bekannt ist.

Das Vererzungsbild der kretazisch-tertiären Metallogene im mazedonischen Raum, in einer Auswahl von Beispielen vor Augen gestellt, gestaltet sich anscheinend räumlich etwas bunter und ungeordneter als die Vorkommenreihen des eigentlichen Karpathen-Balkan-Bogens, wo eine besonders scharf ausgeprägte jüngere Tektonik die älteren Strukturen unterdrückt und sich die Magmenbahn ausschließlich selbst vorzeichnet. Doch ist der geologische Einzelbau im mazedonischen Raum noch ungleichmäßig gründlich untersucht, die Ergebnisse als Mosaikstücke vorerst oft nur lückenhaft aneinanderreihbar,

so daß auch hier im Fortschreiten der Erkenntnis verfeinerte Zusammenhänge in der kretazisch-tertiären Metallogenese aufdeckbar sein werden.

### **Anhang: Über die Schurtaufgaben am Enargitvorkommen von Dudice.**

In Dudice konnte es sich nicht darum handeln, eine Unterfahrung im üblichen Sinne unter ein bekanntes oder an einem bestimmten Orte bereits näher vermutetes Vorkommen durchzuführen. Für irgend eine großzügige Unterfahrung war und ist noch keines der bisher erschürften Vorkommen geeignet. Gar nur mit einigen 100 m Stollenlängen bei 20–30 m Bauhöhen sind überhaupt keine Aussichten gegeben, nennenswerte Erzmengen zu erschließen.

Ob etwa die kleine Unterfahrung des Ganges Stollen 6a durch Stollen 6 auch den Gang noch entsprechend verschneide, wurde von Haus aus keine Bedeutung beigelegt, sondern der Stollen 6a galt in erster Linie als Zwischenuntersuchung des innersten Raumzwickels der Propylitbucht und der ihr anschließenden Kontakte.

Ein künftiger Bergbaubetrieb könnte zudem bei der schwierigen Transportlage im Gebirge, weitab einer Bahnlinie, mit einem Kleinvorkommen, wie es ein wenig mächtiger absätziger Gang wäre, nichts anfangen, sondern fordert zumindest ein mittelgroßes Vorkommen.

Die geologischen Gründe wurden eingehend erörtert, warum die Propylitbucht des Mirčevica potok in Gesamtheit als Hoffnungsraum anzusprechen ist. Es muß daher auch eine raummäßige Untersuchung platzgreifen, die zumindest in 150–200 m Teufe unter der heutigen Tagesoberfläche Einsicht bringt; entsprechend der Teufenerfahrungen an anderen Enargitvererzungen muß sogar noch ein weiteres Hinabsteigen in den Tiefenraum mittelst Bohrungen angestrebt werden.

Nun ist die Geländegestaltung so, daß nur Teile dieser Teufen mit Stollen günstig erreichbar sind; denn das Gefälle des Haupttales der Stara reka unterhalb Kote 1400 geht mit einem Knick ins Flachere über und schneidet überdies bald talaus in eine klauenartige Schlucht ein. Die im Gelände günstigste tiefste Stelle für einen Stollenansatz war ungefähr bei Kote 1400 zu finden, etwas unterhalb der Vereinigung der Bachläufe des Schareni und Mirčevica potok, knapp vor dem Zulauf der Stara reka.

Dieser Stollenansatzpunkt wurde auch für die Durchführung eines Hauptquerschlages gewählt, der gleichsam als Rückgrat einer von ihm ausgehenden, in die Breite und Tiefe wirkenden Untersuchung der erzhöflichen Propylitbucht dienen soll. Dieser Hauptquerschlag, in Südrichtung gegen den Gebirgskamm getrieben, würde ungefähr nach 800 m die Südspitze der Propylitbucht erreichen. Vom Querschlag selbst ist wohl nur das Verschneiden der meist erzführenden Verquarzungstreifen im Propylit oder sonstiger Gangzonen zu erwarten; vom Querschlag aus hat ein System von Untersuchungsstrecken, etwa schon entlang eines erschlossenen Gangstreifens, die Propylitbucht in anderer Richtung zu verqueren und bis an die Kontakte vorzustoßen, in erzverdächtigen Abschnitten über die Kontakte hinaus in die Schiefer und Kalke hineinanzuschlagen.

Da das steilhangige Gebirgsfeld die Auswertung geophysikalischer Meßergebnisse der Tagoberfläche schwierig und unsicher macht, kann unter Umständen versucht werden, das im Hauptstollenniveau entwickelte Streckennetz später zu verbesserten geophysikalischen Messungen heranzuziehen.

Insgesondere aber hätten die in Strecken und Aufbrüchen erzielten geologischen Daten, die Lagerstättenmäßigen, petrografischen und tektonischen Aufschlüsse, sofern nicht überhaupt schon eine Lagerstätte gefunden ist, dazu zu dienen, vom Hauptstollenniveau aus planmäßig Bohrungen nach der Teufe abzustoßen. Diesen Bohraufgaben könnten bereits einige obertags angesetzte Bohrungen vorausgehen.

Soweit sich heute überblicken läßt, wird zur Bewältigung der hier gestellten Schurtaufgaben ein Aufwand von mindest 3000 m Strecken einschließlich Aufbrüche, sowie mindestens 1000 m Tiefbohrungen erforderlich sein.

An sich sind diese Aufschlußleistungen keine ungewöhnlichen. An zahlreichen erzverdächtigen Propylitrevieren des Balkans wurde ein ähnlicher oder noch größerer Umfang an bergmännischen Versuchsarbeiten, oft genug vergeblich, geleistet, um den Entscheid über den praktischen Wert geologisch begründeter Hoffnungszonen herbeizuführen.

In Gesamtheit geht es bei Dudice um ein zweifellos mit Aussichten begabtes, aber auch kostspieliges und riskantes Bergbau-Schurfprojekt. Es könnte immerhin geschehen, daß trotz der Feststellung einer Reihe günstiger geologischer Momente auch in der Tiefe nur eine verzettelte, wenn auch im kleinen reiche, doch an Menge ungenügende Cu-Vererzung vorhanden sei; auch die Möglichkeit ist nicht auszuschließen, daß es eben nicht gelingt, die Indikationen für eine etwa doch vorhandene größere Cu-Ansammlung in der Tiefe so zu verdichten, um auch an sie bergmännisch heranzukommen.

Die Zahl der fürsprechenden geologischen Faktoren, darunter auch die Vergleiche mit den geologischen Bedingungen anderer, schon in Ausbeutung stehender Enargitvererzungen, im Verein mit der Tatsache, daß der mitteleuropäische Wirtschaftsraum nur über wenig Kupfererz-Hoffungsgebiete — von der Kupferschieferreserve abgesehen — verfügt, haben dazu geführt, daß sich 1940, also noch vor Ausbruch des deutsch-jugoslawischen Krieges, deutsches Interesse entschloß, die Risiken der Untersuchungsarbeiten auf sich zu nehmen und einen mit großzügigen Mitteln aufgezogenen Kupferschurfbau ins Leben zu rufen.

Der große Hauptquerschlag, welcher die Propylitbuchter erschließen sollte, wurde erst 1942 angeschlagen und war bis zum Zeitpunkt der Einstellung, Oktober 1943, ein gewaltiges tragisches Ereignis unmittelbar zum Anlaß habend, erst bis m 455 vorgekommen. Dr. F. Kautzsch, Betriebsführer des Kupferschurfbaues, hat über den damals erreichten Fortgang der Arbeiten einen bergmännischen Bericht verfaßt, dem auszugsweise folgende Angaben entnommen sind: „Der Hauptquerschlag wurde im Profil 18×20 m aufgeföhren. Ausweichen bei m 128—138 und 400—420. Bei m 415 begonnener Wetterhochbruch. Ab m 200 war das durchföhrene Propylitgebirge nicht mehr standfest, so daß der Stollen ausgebaut werden mußte. Bei m 176 wurde ein 50 cm mächtiger Pyritgang gequert. Im Hauptquerschlag als auch in den höheren Stollen wurden die Vortriebe zu einem Zeitpunkt unterbrochen, in dem die Arbeiten vor entscheidenden Aufschlüssen standen. Enargitspuren im Hauptquerschlag wurden zu verschiedenen Malen angetroffen.“ Letztere fanden bereits unter Punkt 2 dieser Arbeit eine Kennzeichnung.

Entsprechende Größe der Lagerstättensubstanz vorausgesetzt, würden die allgemeinen Bedingungen für die Entwicklung eines auch nur mittelgroßen Bergbaues in Dudice, zusammenfassend übersehen, trotz mancher Ungunst der Lage zu meistern sein. Die Höhenlage in Gebirge würde in weitgehendem Maße Stollenbau ermöglichen. Waldreichtum der unmittelbaren Umgebung sichert die Versorgung mit Grubenholz und kann teilweise auch der Kraftnutzung dienen. Die Transportfrage für die Verbindung mit dem Tal könnte mittels Seilbahn gelöst werden: entweder von der Grube bis unmittelbar nach Konopište, oder günstiger, weil kürzer, etwa nur bis zur Örtlichkeit Luka im Tale der Stara reka, wo eine günstige Talweitung für die Errichtung einer größeren Werksanlage, Flotation usw. vorhanden wäre und die weitere Verbindung nach Konopište durch einen Straßenbau unter günstigen Terrainbedingungen erreicht würde. Die Örtlichkeit Luka liegt auch vorteilhaft für die Errichtung einer Wasserkraftanlage unter Zumnutzemachen des wasserreichen und gefällskräftigen Stara reka-Baches, wobei sich als möglich ergeben könnte, einem zu bauenden Wasserstollen zugleich auch die Rolle als Förderstollen zuzuweisen. Die Straßenverbindung Konopište bis zur Normalbahnstation Demir Kapija (Skoplje—Saloniki) besteht als alte, ausbesserungsbedürftige Kriegsstraße (33 km) des Jahres 1918. Ein Kleinbahnprojekt Demir Kapija—Konopište—Mreschtschko (ca. 60 km) stand in Erwägung; die Verwirklichung würde nicht nur den Verkehrsanschluß eines bisher entlegenen, waldreichen Gebietes herbeiföhren, sondern auch der bergbaulichen Entwicklung einer Reihe von hoffnungsvollen Erzschurfgebieten (Dudice, Alchar, Rošden) förderlich sein.

## Hinweis auf Schrifttum.

1. 1904 Antoula J., Les gisements de cuivre dans les environs de Bor et Krivelj. Revue des Mines et de l'industrie minière, Belgrad.
2. 1905/06 Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten, Leipzig.
3. 1907 Jovanovič D., Or et cuivre en Serbie meridionale, Paris.
4. 1908 Cornu F. und Lazarevič M., Zur Paragenesis der Cu-Erze von Bor, Z. f. pr. G. 1908.
5. 1909 Beck R., Lehre von den Erzlagerstätten.
6. 1912 Lazarevič M., Die Enargit- und Covellinlagerstätten von Čuka Dulkan bei Bor in Ostserbien, Z. f. pr. G. 1912.
7. 1912 Lazarevič M., Propylitisierung, Kaolinisierung u. Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jüngeren Gold-Silbergruppe, Z. f. pr. G. XX, H. 8.
8. 1914 Beyschlag-Krusch-Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Minerale u. Gesteine.
9. 1919 Welter O., Über die Ergebnisse einer geologischen Kartierung im mittleren Makedonien zwischen Ochrida und der Dudica. Sitzungsbericht d. naturhistor. Vereins d. Rheinlandes und Westfalens, Bonn.
10. 1920 Schneiderhöhn F., Die Erzlagerstätten des Otavi-Berglandes, Metall u. Erz, S. 293—302.
11. 1926 Tučan F., Iswetschai o procavanja juzne Srbje na terenu. Bulletin de la société scientifique de Skoplje, S. 475.
12. 1928 Georgalas G. K., Studie über einige Erzvorkommen im griechischen Teil des Morichovo-Moglena-Gebirges, Athen.
13. 1928 Petrascheck W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen, Comptes rendus, XIV. Internationaler Geologen-Kongreß Madrid.
14. 1928 Schneiderhöhn F., Die jungeruptive Lagerstättenprovinz in Serbien, Siebenbürgen, Ungarn und dem Banat. Cbl. f. Mineralogie A; S. 404—406, Stuttgart.
15. 1929 Berg G., Geochemie der mineralischen Rohstoffe.
16. 1929 Kossmat F., Zur Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.
17. 1931 Bürg G., Charakteristik der grünsteinartigen Andesitfazies, ihre Ursachen und ihre Beziehungen zur Kaolinisierung und Verkieselung. Z. f. pr. G. 39, S. 161.
18. 1931 Marič L., Petrografske biljeske iz okoline Mrezicko, Alšara i Rozdena u Jugo Srbiji. Glasnik Skopskog nauc. društva, IX.
19. 1931 Petunnikow G., Über ein Blei- und Kupfervorkommen in Süd-makedonien, Mont. Rundschau 23, S. 113.
20. 1933 Ahlfeld F., Die Realgarformation, Z. f. pr. G., Bd. 41.
21. 1933 Hevse W., Die Kupferlagerstätte von Bor in Abhängigkeit von der Tektonik Ostserbiens, Z. D. Geolog. Ges., Bd. 85, S. 449.
22. 1933 Szekl J. und Romwalter A., Die Strukturformel des Enargits. Mittlgn. d. Berg- u. Hüttenm. Abt. kgl. ung. Palatin Josef Univ. Sopron 5, Heft 1, S. 52—60.
23. 1934 Brüggén J., Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles, Heidelberger Akad. d. Wiss.
24. 1936 Rittmann A., Vulkane und ihre Tätigkeit, Stuttgart.
25. 1937 Georgieff K. A., Der Erzbezirk von Panagjurische in Bulgarien. Festband Leobener Bergmannstag.
26. 1937 Mempel G., Die Kupferlagerstätte von Bor in Jugoslawien. Metall u. Erz, Bd. 34.
27. 1938 Helke A., Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens. Archiv f. Lagerstättenforsch. Preuß. Geolog. Landesanstalt.

28. 1938 Osswald K., Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien, mit 2 geolog. Karten usw., Athen.
29. 1940 Tajder M., Kozuf. Petrografie und Petrogenesis der Effusivgesteine vom Kozuf. Bulletin du service géologique du royaume de Yougoslavie.
30. 1941 Berg G. und Friedensburg F., Das Kupfer. Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung.
31. 1942 Petrascheck W. E., Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogene in den Balkaniden und Südkarpathen. Fortschr. d. Geolog. und Paläontologie, Berlin.

Als Berichte im Archiv der geologischen Landesanstalten teils Wien teils Berlin befinden sich:

32. 1938 Turina und Mempel, Bericht über das Erzgebiet Dudice.
33. 1938/40 Unterhössl F., Bericht über Dudice.
34. 1941 Ciar E. und Hiessleitner G., Geologischer Bericht über Bor, März 1941.
35. 1941 Hiessleitner G., Bericht über das Kupfervorkommen (nebst Bleiglanz und gediegen Schwefel) von Dudice, Süd Kavadar. Belgrad, Oktober 1940.
36. 1941 Unterhössl F., Bericht über Ludajana (Bulgarien).
37. 1942 Boecher H., Bericht über die Kupfervorkommen in Bulgarien.

#### Geologische Übersichtskarten.

38. 1930/31 Petkovitch K., Geologiska Karta Kraljevine Jugoslavije 1:1.000.000, Belgrad.
39. 1936 Boncheff St., Geologische Karte der östlichen zentralen Balkanhalbinsel 1:800.000, Sofia.
40. 1938 Osswald K. (= Nr. 28), Geologische Karten Nordmakedoniens 1:300.000. Athen.

#### Nachtrag.

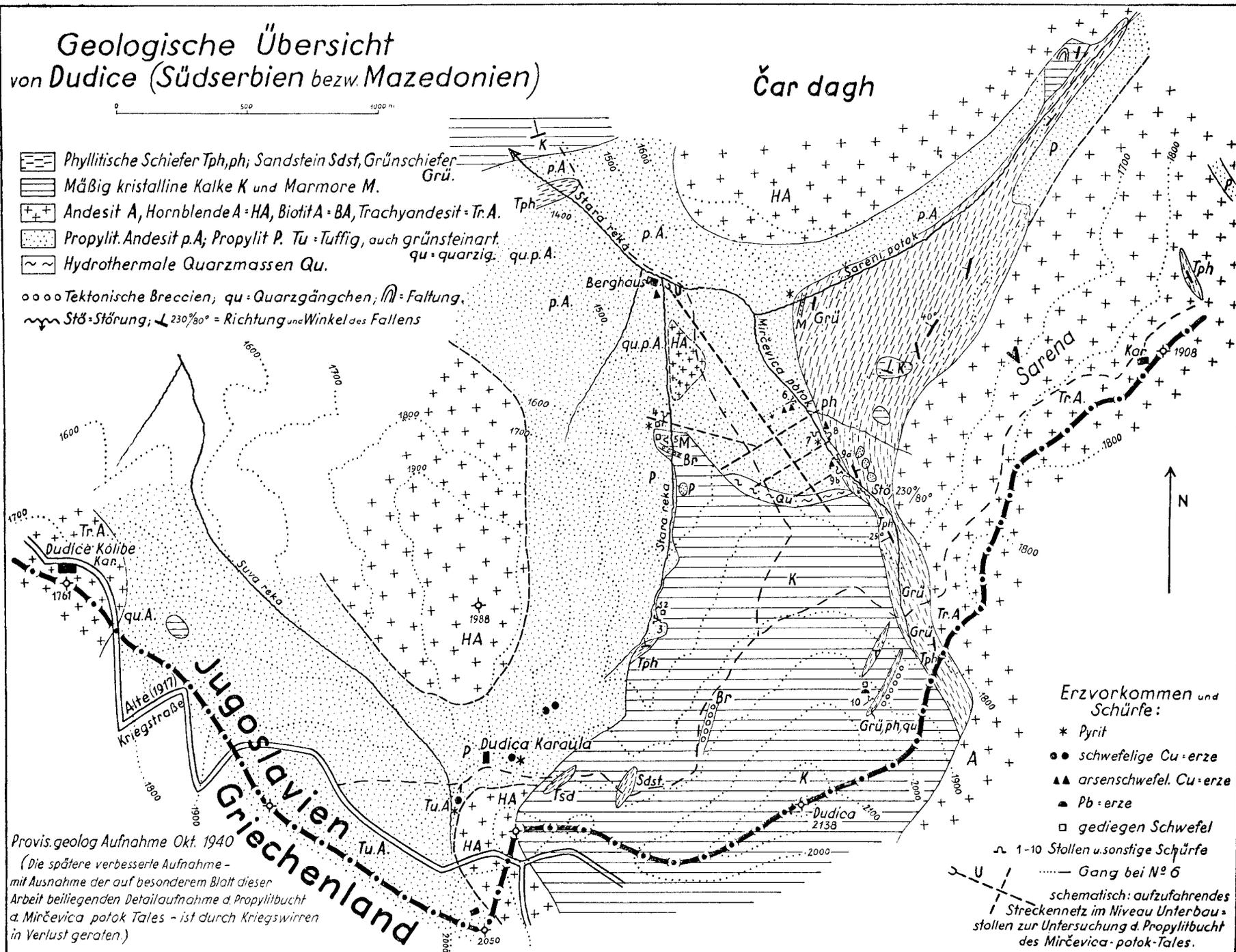
41. 1890 Foullon H. D. v., Über Antimonit und Schwefel von Alchar und Roždan in Mazedonien. — Überdies Arbeiten von Hoffmann über Alchar, Ö. Z. f. B. u. H., 1892.
42. 1908 Stevanovič S., Covellin u. Enargit von Bor in Serbien, Z. f. Kr.

# Geologische Übersicht von Dudice (Südserbien bzw. Mazedonien)

0 500 1000 m

- Phyllitische Schiefer Tph, ph; Sandstein Sdst, Grünschiefer Grü.
- Mäßig kristalline Kalke K und Marmore M.
- Andesit A, Hornblende A = HA, Biotit A = BA, Trachyandesit = Tr.A.
- Propylit. Andesit p.A; Propylit P. Tu = Tuffig, auch grünsteinart. qu = quarzig. qu.p.A.
- Hydrothermale Quarzmassen Qu.

o o o o Tektonische Breccien; qu = Quarzgängchen; = Faltung.  
 = Stör-Störung; = Richtung und Winkel des Fallens



Provis. geolog Aufnahme Okt. 1940  
 (Die spätere verbesserte Aufnahme -  
 mit Ausnahme der auf besonderem Blatt dieser  
 Arbeit beiliegenden Detailaufnahme d. Propylitbucht  
 d. Mirčevica potok Tales - ist durch Kriegswirren  
 in Verlust geraten.)

- Erzvorkommen und Schürfe:**
- \* Pyrit
  - schwefelige Cu = erze
  - ▲▲ arsenchwefel. Cu = erze
  - Pb = erze
  - gediegen Schwefel
  - 1-10 Stellen u. sonstige Schürfe
  - Gang bei N° 6
  - schematisch: aufzufahrendes Streckennetz im Niveau Unterbau - stellen zur Untersuchung d. Propylitbucht des Mirčevica-potok-Tales.

Tafel I.

# Kupferschurfbau Dudice

Geologischer Detailplan der Enargit führenden Propylitbucht des Mircevica-potok-Tales

von G. Hiessleitner



## Geologische Zeichengebung

- ph. phyllitische Tonschiefer
- chl-ph Chloritphyllite, Chloritschiefer
- qu ph quarzreiche Phyllite, Quarzphyllite
- KM. Kalkmarmore
- K. massig kristalline Kalke
- HA Hornblende - Andesit
- BA Biotitandesit
- HBA Hornblende - Biotit - Andesit
- (k)P teilweise kaolinis. Propylit (Propylit bis Halbpropylit)
- PP Hochpropylit (weich tellig) BdP Bänderpropylit
- qu P verquarzierter Propylit, kP kaoliniger Propylit
- py P stark pyritischer Propylit
- quc dem quartz carié ähnlicher Propylit (z.T. nur ausgelagter löcheriger Propylit)
- D Dazit
- Glazialschutt
- Hangschutt und Terrassenschotter
- Konglomerierter Terrassenschotter
- Mylonitzonen (im Kalkmarmor)

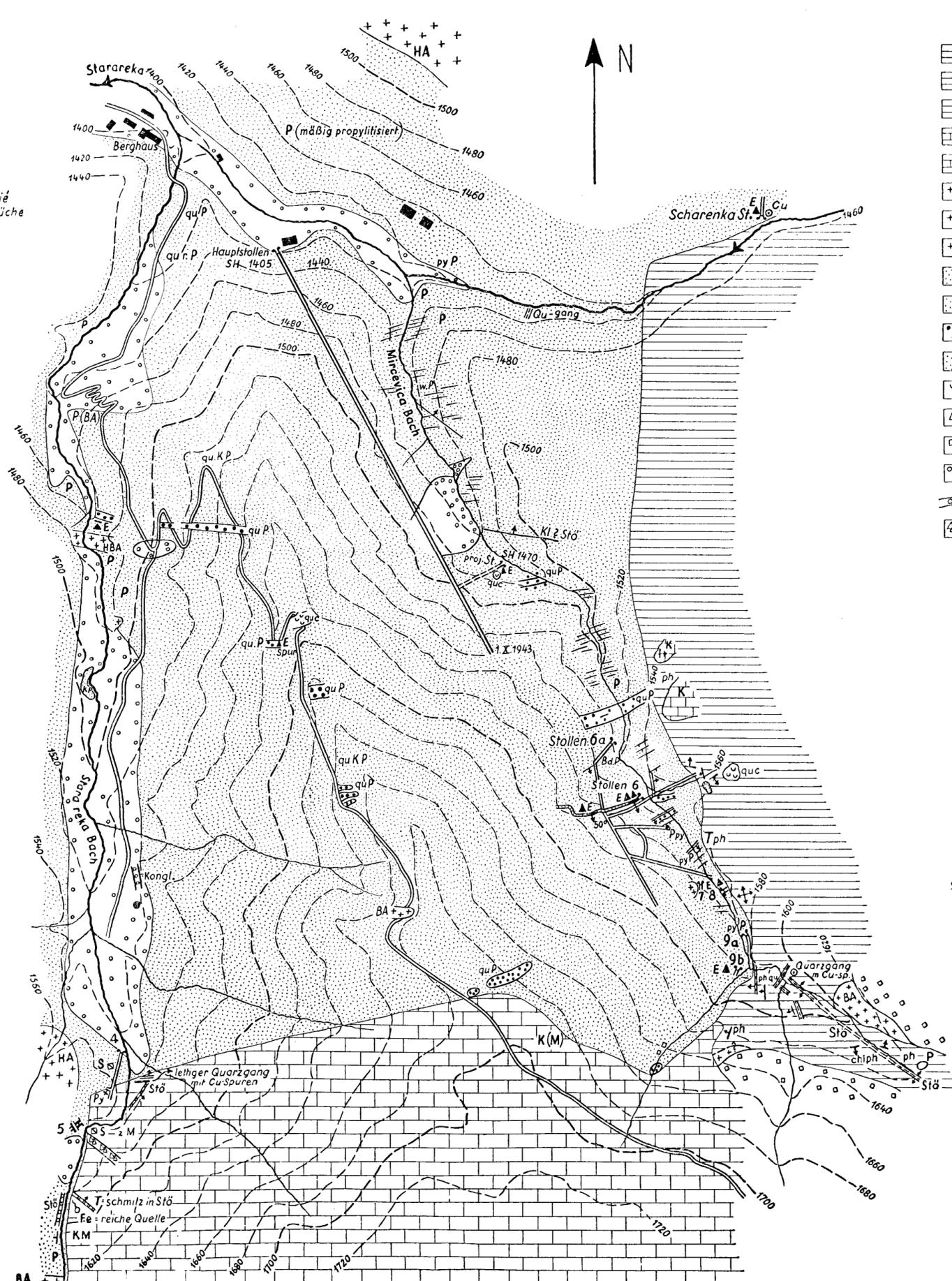
## Vererzung

- E▲ Enargitfunde, lose
- E▲ Enargitvererzung anstehend
- E▲▲ Enargitgang
- Cu... Kupferkies, Cu Karbonatische Kupfer-Zersetzungserze
- xPy reine Pyritvererzung (d. derb, J. reiche Impragnation)
- Bleiglanz
- Schwefel gediegen, S
- Cu-sp Kupferspuren
- Qu Quarzgang

## Sonstige Zeichen

- Klüftung im Propylit
- Mylonitzonen
- Störung, Streichrichtung u. Einfall \* a Falllinie, z.B. 70°
- Störung Wellenlinie - Richtung d. Rutschschollen und deren Winkel (z.B. 65°) zur Falllinie
- Lokale Faltung
- z allgemeine zerfällt, l tellig zersetzt
- kl Klüftig, qu Verquarzung schlechthin, quarzreich
- r rostig limonitisch, w weich
- Schichtenfallzeichen  $\leftrightarrow$  horizontal

quartz carié der Mühlsteinbrücke





# Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen.

Von Robert Schwinner, Graz.

(Mit 2 Abbildungen.)

## Allgemeines.

Die Begriffe „analog“ und „homolog“ sind erst in Beziehung auf lebende Organismen scharf umgrenzt worden. *Analog* nennt man Organe, welche bei Tieren ähnlicher Lebensweise eine ähnliche Verrichtung haben, und welche demgemäß in Gestalt und Funktionsweise ähnlich sind; sie können aber trotzdem im Bau und Wesen weit verschieden sein (Beispiel: die Grab-Beine bei Maulwurf und Maulwurfsgrille sehen ähnlich aus und arbeiten ähnlich, aber das eine hat das innere Knochenskelett der Wirbeltiere, das andere das äußere Chitinskelett der Insekten). Ferner erstreckt sich die Aussage über Analogie immer nur auf einen bestimmten Teil des betreffenden Organismus, das übrige kann hüben und drüben ganz verschieden sein. Von *Homologie* kann man nur sprechen, wenn der Bauplan der in Vergleich gezogenen beiden Organismen gleich oder doch sehr ähnlich ist; so, daß sich auch Teile (Organe) beiderseits Stück für Stück entsprechen, und mindestens ihrer Grundlage nach; in der schließlichen Ausbildung und in der Verwendung können sie verschieden sein. Aber oft werden homologe Organe auch in Bau, Erscheinung und Verwendung ähnlich sein, Homologie und Analogie zusammenfallen. Beide Bezeichnungen, Analogie und Homologie, sind natürlich in gewissem Maße arbiträr. Beispielsweise sind an Delphin, Ichthyosaurus, Haifisch viele Organe äußerst ähnlich, wie es bei der gleichen Funktion bei gleichartig angepaßten Schwimmern sein muß, sind also als analog zu bezeichnen; viele Organe können auch — da alle drei Wirbeltierbauplan aufweisen — als homolog angesehen werden. Es wird vom Zusammenhang und Zweck der Diskussion abhängen, ob hervorzuheben ist, was gemeinsam ist, oder das, was verschieden erscheint.

Können diese Bezeichnungen auch in der anorganischen Natur angewendet werden? Bezüglich des Wortes Analogie kann ein Einwand dagegen nicht erhoben werden. Auch im Anorganischen kommt es häufig vor, daß Vorgänge und ihre Ergeb-

nisse in gewissen Beziehungen einander ähnlich sind, und in diesen Fällen sind Analogieschlüsse seit jeher in Gebrauch. Aber auch im Worte „Homologie“ liegt keine Voraussetzung, welche ausschließlich im Bereich des Lebenden angetroffen werden könnte. Von Homologie kann man auch hier jedesmal sprechen, wenn ein natürlich zusammengehöriger Komplex A einem anderen ebensolchen B Teil für Teil entspricht. Bei den Organismen führt Blnt- und Stammesverwandtschaft zu solchem Ergebnis, aber auch in der anorganischen Natur sind die Elemente, aus denen sich ihre Erscheinungen zusammensetzen, nicht regellos, rein „zufällig“ zusammengewürfelt. Im Gegenteil, man kann eher sagen, daß der Begriff „zufällig“ rein Fiktion ist. Wo man die Einzelfälle untersuchen kann, erweisen sie sich immer streng kausal in höhere Ordnung eingefügt; und wenn man den Wahrscheinlichkeitskalkül anwendet, sagt das nichts über die Beschaffenheit des Materiales aus<sup>1)</sup>, sondern bedeutet nur, daß man für gewisse Zwecke von den individuellen Bedingungen und Ordnungen absehen kann, und sich für den Kalkül mit gewissen Durchschnittswerten begnügt (Beispiel: die Statistik in der Biologie, praktischer Spezialfall Lebensversicherung). Die Frage geht nun dahin, ob auch im anorganischen Geschehen als Ausdruck der auch ihm innewohnenden Gesetzmäßigkeiten homologe Komplexe zustandekommen können, bei denen die Elemente, aus denen sie sich zusammensetzen, hüben und drüben Stück für Stück einander entsprechen. Für eine unzweideutige Bejahung dieser Frage gibt es ein allgemein bekanntes großartiges Beispiel, nämlich jene Unmenge von Beziehungen und Gesetzmäßigkeiten, welche man als „das periodische System der chemischen Elemente“ zusammenfaßt. Für die tektonische Geologie soll im folgenden ein gutes Beispiel aus der Zentralzone der Ostalpen beschrieben werden.

Was liegt solchen homologen Komplexen zugrunde, ermöglicht ihre Zusammenfassung, als Wesen ihrer Erscheinung, und Bedingung sie zu verstehen? In der Lebewelt ist als Grundlage der Homologien der geheimnisvolle Organisationsplan anzusehen, welcher von Geschlecht zu Geschlecht vererbt wird. In der Chemie faßt man die wundervollen Gesetzmäßigkeiten des periodischen Systems zusammen als innerer Bau und Kräftesysteme der Atome. Was kann Grundlage für Homologien in der Tektonik sein? Übereinstimmungen im Kräfteplan, wobei das Hauptgewicht auf die aktiv wirkenden Kräfte zu legen ist; die passive Reaktion des Materiales kann die Einzelformen beeinflussen, kaum die großen Zusammenhänge des Gebirgsbaues. Die Beispiele, welche wir im folgenden besprechen wollen, stammen aus dem Altkristallin der Zentralzone der Ostalpen, also aus einem Gebiete, dessen Gebirgshau seit Präkambrium mehrmals tektonisch geformt und umgeformt worden ist. Daß

<sup>1)</sup> Abgesehen natürlich von den Fällen, wo auch der Gegenstand dieses Kalküles ein ad hoc konstruiertes Gedankending ist: kinetische Gastheorie usw. Ein Werturteil über solche Fiktionen an und für sich ist damit nicht beabsichtigt; im Gegenteil, diese können nicht vermieden werden, und einzelne von ihnen sind von größtem Nutzen gewesen. Nur darf man sie nicht mit „wirklichen Dingen“ zusammenwerfen.

dort trotzdem so weitgehend homologisierte Komplexe zustandekommen konnten, beweist, daß Kräfteplan und die daraus sich ergebenden aufeinanderfolgenden Gestalten an einem bestimmten Krustenstück kaum in weniger zwingender Verwandtschaft einander folgen, als die großen Gruppen der organischen Entwicklungsstämme. Auch dies bestätigt wieder jene Regel, welche ich als „Konsequenz in der tektonischen Entwicklung“ bezeichnet habe.

### Die Eckpfeiler in der ostalpinen Zentralzone.

Die kristalline Zentralzone der Ostalpen erstreckt sich beiderseits des 47sten Parallelkreises, in der Breite zwischen 40 und 60 km wechselnd, über rund  $5\frac{1}{2}$  Parallelgrade oder 420 km. Wo dieses im ganzen geradlinige W—E-Streichen ein Ende hat, ballt sich der kristalline Bau beiderseits zu massiger Gebirgsgruppe. Im Westen vor den Senken von Prätigau und Unterengadin — Teilen jener Rhein und Etsch verbindenden Depression, in welcher die natürliche Grenze zwischen Ost- und Westalpen zu sehen ist — ist es das Zwillingsspaar Ötztaler—Silvretta, im Osten vor der Tertiärbucht von Graz, einem Ausläufer der großen ungarischen Binnensenke, sind es die Zwillinge Koralm—Saualm. An diesen Zwillingssmassiven endet die West—Ost-Erstreckung der Zentralzone; die Fortsetzungen des Kristallinbaues biegen, z. T. voll aufgeschlossen, z. T. nur angedeutet, beiderseits in die Diagonalrichtungen ab. Jene erscheinen daher ausgezeichnet als Eckpfeiler der Ostalpenzentralzone, einander so in der allgemeinen Stellung zum Großbau des Gebirges entsprechend. Genauere Betrachtung zeigt, daß außer dieser Entsprechung im ganzen weitgehende Homologien hestehen zwischen den Teilen, den tektonischen Elementen, aus denen ihr Bau sich zusammensetzt. Diese Entsprechungen treten besonders hervor, wenn man beachtet, daß im westlichen Block die Figuren-Achse SW—NE liegt, im östlichen dagegen SSE—NNW. Ich habe daher in der beiliegenden Figur die Skizze von Koralm—Saualm um ein Viertel eines rechten Winkels gedreht, so daß nunmehr die Lavant-Achse symmetrisch zu der des Unterengadin gezeichnet erscheint. Ferner ist ein Größenunterschied zu berücksichtigen. Der westliche Doppelpfeiler bedeckt eine Fläche, die sich ungefähr 120 km in W—E, und 80 km in N—S andehnt, der östliche dagegen ist kleiner, etwa 60 km in WNW—ESE-Richtung und 45 km in NNE—SSW. Ich habe daher die Skizze der Koralm—Saualm-Gruppe im doppelt so großen Maßstab als die der Ötztaler—Silvretta-Gruppe gezeichnet, damit der Vergleich durch diesen Größenunterschied nicht gestört wird (S. 98/99).

Die beiden Kristallinblöcke, die den westlichen Eckpfeiler bilden, Silvretta und Ötztaler Gruppe, sind im Gestein, in den einzelnen Arten desselben, sowie in den Serien (meist Serie I nach meiner Klassifikation), und auch in der Stufe der Metamorphose (meist Kata- bis tiefere Mesozone) fast völlig gleich, sie sind auch im Bau sehr ähnlich; in beiden ist der nördliche Teil aus ungefähr west-östlich streichenden Gesteinskörpern zusammengesetzt. Es sind

Linsen und Schuppen (geschlossene Falten sind kaum zu konstruieren), meist steil einfallend; im Nordteil sowohl gegen den Inn, als gegen den Arlberg überwiegt das südliche Einfallen, weiter im Süden wird man vielleicht ein gewisses Überwiegen nördlichen Fallens feststellen können (bei überhaupt recht steiler Lage sowohl der s als der Gesteinsgrenzen), so daß im großen und ganzen für die Nordhälfte sowohl der Ötztaler als der Silvretta das Bild eines Fächers, unsymmetrisch stärker gegen Nord überquellend, passen wird. Der Südteil zeigt in beiden Gebirgsgruppen Schlingentektonik, Falten mit steilstehenden Achsen, wie sie aus älterem steilstehendem Schuppenbau in einem zweiten tektonischen Akt durch Schiebung (etwa durch Schleppung an längs Blättern horizontal aneinander vorübergleitenden

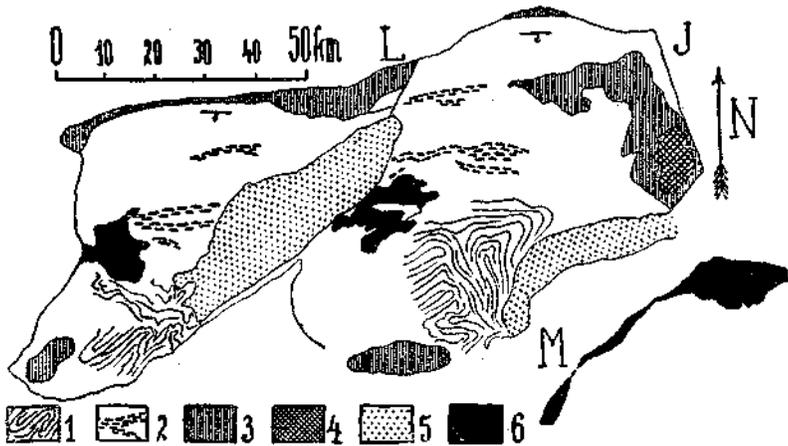


Abb. 1 a

Zeichenerklärung zu Abb. 1a, Silvretta und Ötztaler, und Abb. 1b, Saualm und Koralm.

1. Schlingentektonik im Grundgebirge. 2. Amphibolit-(Eklogit-)Striche. 3. Auflagerung jüngerer Schichten. 4. Alpidische Decke. 5. Junge Schichten der Binnenseeken. 6. Granit.
- Orte: B = Bacher, J = Innsbruck, K = Koralm, L = Landeck, M = Meran, S = Saualm, W = Wildon.

Blöcken) entstanden sein kann; man sieht ja in der Übergangszone die Randschuppen vom E—W-Bau abschwenken und in die Schluigen hinüberstreichen, und zwar in dem Sinne, als ob der südliche Flügel der Blattverschiebung gegenüber dem nördlichen Blocke gegen Osten verschoben worden wäre (Schmidegg, 1936, S. 135). Daher liegt es nahe, diese beiden Blöcke als Bruchstücke einer ehemals zusammenhängenden Platte anzusehen, und sie lassen sich auch wieder zusammenpassen. (Natürlich mit einiger Toleranz: kleinere tektonische Elemente halten im Streichen nicht lange an, wenn solche nicht im zweiten Block wiederzufinden sind, ist es kein Gegengrund; auch dürfte die Erosion von den ursprünglichen Bruchlippen manches entfernt haben, und schließlich dürften derartige große Bewegungen meist zu etlicher Deformation der einzelnen Blöcke für sich führen, so dürfte z. B. die Zeinisjochüberschiebung in den Ötztälern nicht zu suchen sein.) Man denke die Silvretta längs der trennenden „Pitztaler Störung“ gegen NE vorgeschoben, bis die nördliche Randzone der

Silvretta, der Landecker Phyllit, auf die Höhe der ihm entsprechenden Randzone der Ötztaler Masse, der Phyllitzone im Nordfuß des Hocheder kommt; dann entsprechen auch die anderen E—W-streichenden Zonen beider Massive einander ziemlich gut: die amphibolitreicheren Striche um den Wildgrat fänden dann ihre Fortsetzung in ähnlichen an der Kuchenspitze, die noch größere Anhäufung solcher bei Längenfeld denen um die Bielerhöhe, und südlich von letzteren die Granite vom Kaunergrat denen des Litzner, beide berühmt durch die Kühnheit ihrer Gipfformen; südlich von diesem Strich beginnt dann in beiden Massiven gleichermaßen das Gebiet der Schlingentektonik. Man hätte also anzunehmen, daß nach dem Zerreißen der ursprüng-

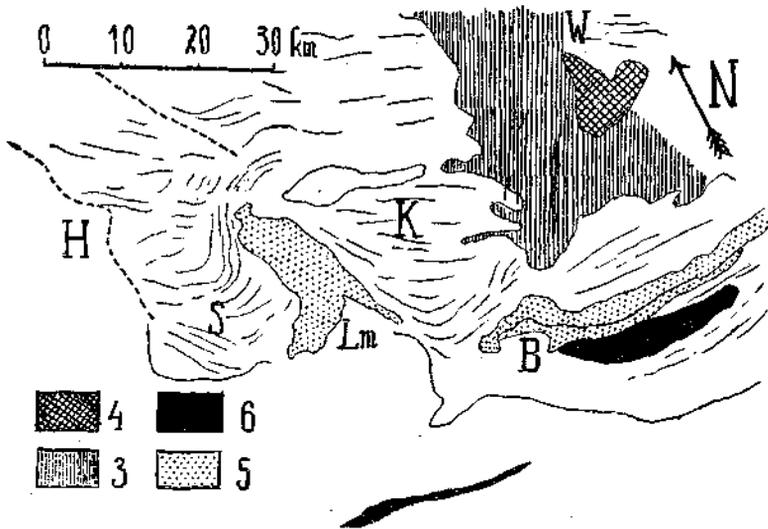


Abb. 1b

lich zusammenhängenden einheitlichen Platte der Ötztaler Block gegenüber dem der Silvretta einerseits an steilstehender Schubfläche etliche hunderte (oder tausend?) Meter hochgeschoben worden ist, was ja an der Ecke des „Scherenfensters“ bei Prutz unmittelbar zu sehen ist, gleichzeitig aber längs dem Blatte Prutz—Wenns—Pitztalmündung—Silz waagrecht neben dem zurückbleibenden Silvrettablock um ungefähr 15 bis 20 km gegen NE vorgeschoben worden wäre.<sup>2)</sup>

<sup>2)</sup> Hier ist darauf hinzuweisen, daß die geradlinige Fortsetzung des Blattes der Pitztaler Störung über den Fernpaß ins Gebiet von Murnau zielt. Damit soll nicht gesagt sein, daß zwischen den hiebei ange-troffenen tektonischen Elementen ein unmittelbarer Zusammenhang bestünde. Das Verhältnis derselben kann nicht so einfach beschrieben werden; denn an jeder dieser drei Stellen, im Scherenfenster des Unterengadin, in der Kalkalpenhauptzone bei Ehrwald, und in der Randzone der Kalkalpen bei Murnau sind die tektonischen Vorgänge kompliziert, mehrphasig, und wir haben nicht die Anhaltspunkte, dies sauber in einzelne Akte bestimmter Zeitpunkte aufzulösen, wie es nötig wäre, wenn man mechanische Zusammenhänge feststellen will. Nur eins ist klar: im Scherenfenster ist die Ötztaler Masse der Silvretta aufgeschoben, ein **Zusammenschub E—W**,

Die beiden Kristallinblöcke, welche den östlichen Eckpfeiler bilden, Koralm und Saualm, sind wieder beide in Gestein und Serie völlig gleich (und übrigens auch den Ötztalern und der Silvretta un-  
gemein ähnlich; ich verweise auf das, was ich früher diesbezüglich gesagt habe (Schwinn er, 1939, S. 62). Auch diese haben ursprünglich einen geschlossenen, einheitlichen Block gebildet. Heute ist dieser zerteilt durch den großartigen „Lavanttaler Verwurf“, an welchem der östliche Flügel, die Koralpe, hoch, weit über 1000 m, herausgehoben ist über das Jung-Tertiär des Lavant-Grabens; und da dieses, abgesehen von nicht sehr bedeutenden Verstärkungen („Griffener Verwurf“) sich über das Kristallin des Saualm-Randes legt, ist die Koralm auch über die Saualm beträchtlich emporgehoben worden. Im gleichen Sinne ist auch weiter im Norden an der Fortsetzung dieser Störungslinie bei St. Leonhard—Obdach die Amering-Masse gegen Westen aufgeschoben. Für eine größere Horizontal-komponente der Bewegung im Streichen des Lavanttaler Verwurfes sind wenig Anhaltspunkte zu finden (Kieslinger, 1928, S. 510 ff.). Höfer und nach ihm, wenn auch mit anderer Begründung, Spitz, haben angenommen, daß die östlich des Lavanttaler Verwurfes gelegene Scholle (mit Koralm—Bacher usw.) um etwa 10 km SE bewegt worden wäre gegenüber der westlich davon gelegenen Scholle (Graben des Lavanttales, und also auch Saualm, Phyllit von Bleiburg, Karawanken—Ostende usw., Spitz, 1919, S. 283). Die derart angenommene Blattverschiebung würde einer Verlängerung der Zentralzone in E—W-Richtung, einer Dehnung derselben entsprechen. Dem widersprechen die Beobachtungen unmittelbar an der Störung: sowohl im unteren Lavanttal als im oberen (hei Ohdach) zeigt das Tertiär in Bau und Gefüge Zusammenschub in E—W-Richtung, ja stellenweise noch heute fortdauernde Druckwirkung (Kieslinger, 1928, S. 510). Ferner wäre diese Annahme nicht einzufügen in das allgemeine Bewegungsbild der die kristalline Zentralzone meridional durchsetzenden Querstörungen; denn dieses läßt vom Alpenostrand bis zum Katschberg sonst ausschließlich Zusammenschub in der Zentralzone in E—W-Richtung erkennen (Schwinn er, 1939, S. 121). Hält man sich dieses Bild vor Augen, so erkennt man, daß in diesem Streifen die jungen Bewegungen allgemein ungefähr E—W gegangen sein müssen; denn anders müßte der Kristallin-

womit auch der westlich gerichtete Aufschub der Wettersteinmasse bei Ehrwald übereinstimmen würde. Aber den Kalkalpenrand kennzeichnet — sehr ausgeprägt gerade um Murnau — eine Bewegung an den Diagonalblättern, deren Ergebnis eine Verlängerung, Dehnung in E—W vorstellt! Auf diesen Gegensatz zwischen der bayrischen Randzone und der Mittelzone der Kalkalpen habe ich bereits einmal hingewiesen (betr. Tegernsee, Schwinn er 1940, S. 126, Tafel), sonst hat man ihn bisher kaum beachtet, geschweige denn erklärt. Man kann also die genannte, vom Unterengadin bis ins Alpenvorland hinausziehende Diagonalzone nicht als eine einfache, einheitliche Dislokation ansehen, eher als eine tief im Grundgebirge angelegte Störung, welche zu verschiedenen Zeiten in den einzelnen der von ihr verquerten Zonen posthum wieder Ausdruck gefunden hat, verschieden je nach den sonstigen Umständen, ein tief eingefahrenes Geleise, in welches jede später darübergehende tektonische Bewegung so oder so ein Stück einlenken mußte.

streifen entweder seine Breite absätzig ändern, oder in seinem Innern Zerreißen oder Zusammenschoppungen zeigen — was nicht beobachtet wird. War die Bewegung aber E—W, so ergibt sich an der NNW—SSE-streichenden Schubfläche eine Blattverschiebung, welche die östliche Scholle, die der Koralm, im Gegenteil gegenüber der westlichen gegen NW versetzt haben müßte, und zwar um einen Bruchteil der vertikalen Sprunghöhe des Lavantaler Verwurfes, d. i. um etliche hunderte von m. Wohlverstanden, das gilt einzig für die jungen (jungtertiären) Dislokationen. Im alten Bau des Grundgebirges ist eine gegenseitige Verschiebung dieser beiden Blöcke, Koralm gegen Saualm, desselben Sinnes aber bedeutend größeren Ausmaßes angedeutet dadurch, daß die Gesteins-Striche zwischen Preitenegg—Waldenstein und Wolfsberg aus dem sonst allgemein herrschenden SE—NW-Streichen innerhalb der Lavantaler Störungszone in E—W bis ENE—WSW-Streichen umgeschleift, verschleppt erscheinen. Demnach ist das tektonische Verhältnis zwischen Koralm und Saualm dasselbe wie zwischen Ötztalern und Silvretta: in jedem der beiden Fälle ist der östlich gelegene Block gegenüber dem westlichen gehoben, steil aufgeschoben, und ein Stück weiter nach Norden versetzt; nur ist das Ausmaß der relativen Verschiebungen, besonders im Blatt bei Koralm—Saualm geringer.

Wir sehen also, daß die Senke des unteren Lavantales im ältesten Grundgebirgsbau durch kontinuierliche Verbiegungen angelegt worden ist; die späteren Störungen haben diesen Kniff im Schichtenstoß als Schwächezone benutzt, und weiter ausgestaltet, meist diskontinuierlich durch Verwerfungen, Brüche. Denkt man sich das im gleichen Sinne weitergetrieben, insbesondere durch weitere Zusammenstauchung in E—W-Richtung die Störung westlich der Furche („Griffener Verwurf“), in flache Überschiebungen über die tieferliegende Füllung der Furche übertrieben, ausartend, so würde der Graben des unteren Lavantales nicht bloß dem Umriß nach (vergleiche die Figur!), sondern auch nach den sichtbaren Einzelzügen der Tektonik dem Unterengadiner Scherenfenster sehr ähnlich erscheinen. Eine Fortsetzung gegen Norden ist nur im östlichen Blocke, zwischen St. Leonhard und Obdach, der Beobachtung zugänglich, im westlichen Blocke liegt die entsprechende Zone unter den Kalkalpen verborgen, und damit fehlt die Möglichkeit eines Vergleiches, der sicher sehr aufschlußreich wäre.

Das Kristallin der Ötztaler sinkt ostwärts seinem Niveau nach einigermaßen ab: sonst, im W und S ausschließlich aus der tieferen Serie I aufgebaut, ist über diesen Gneisen im Stubai Glimmerschiefer der höheren Serie II in breiten Flächen aufgelagert, außerdem (von den Kalkkögeln bis zu den Tribulaunen) eine nicht stark gestörte, mächtige Platte kalkiger Trias, und über dieser hat im Steinacherjoch noch eine Deckscholle, die aus variskischem Bau der Nachbarschaft abgeschoben worden ist, unterhalb des oberen Erosionsniveaus (im Sinne von A. Penck) Platz und Erhaltung gefunden. Ebenso sinkt von der Koralm der Gneis der Serie I ostwärts unter jüngeres Deckgebirge ab. Aber das Übergreifen des jüngsten, des Jungtertiärs, läßt das nicht in allen Schichten gleich

deutlich erkennen. Immerhin ist am Ostrande stellenweise Auflagerung der Hangendserie II an mehreren Stellen noch festzustellen, bevor alles im Tertiär ertrinkt (Schwinnner, 1939, S. 65), es wird also wahrscheinlich unter der Tertiärdecke davon noch mehr im Untergrund vorkommen, als zureichendes Gegenstück der Stubai Glimmerschiefer. Ein Gegenstück zu Kalkkögel—Tribulaunen ist hier allerdings nicht zu erwarten, weil in weitem Umkreis Trias fehlt, entweder nicht abgelagert, oder — wahrscheinlicher — später abgetragen. Wohl aber muß man annehmen, daß das Koralm-Massiv sich ostwärts bis zur heutigen Mur unterm Tertiär fortsetzt; aus einer Aufgrabung bei Lebring ist dem geologischen Institut Graz zweifelloser Koralmgneis zugekommen. Dann würden die paläozoischen Phyllite usw. des Sausal auch noch über Koralmgneis liegen, und so ein genaues Gegenstück des Steinacherjoches als Deckscholle aus variskischem Ban vorstellen.

In der Innentektonik besteht ein gewisser Unterschied, nicht so sehr im Plan, als in der Intensität: auch die Koralm ist aus Schuppen aufgebaut, aber nicht ganz so heftig zusammengestaucht als die Ötztaler, die Lagerung der Schichten ist etwas flacher, und es finden sich mittendrin Synklinale aus der höheren Serie II (Glimmerschiefer mit Marmor), ein Stockwerk, das es in den Ötztälern wohl auch einmal gegeben haben mag, das dort aber vollständig abgetragen worden ist. Hauptunterschied ist, daß der südliche Teil der Kor- und Saualm nicht wie jener von Ötztälern und Silvretta Schlingentektonik zeigt. Infolgedessen erscheint im Osten viel klarer, daß die tiefere Serie I auch gegen Süden unter Serie II untersinkt<sup>3)</sup>, aber auch im Westen fehlen Belege für dieses Überlagerungsverhältnis keineswegs (Matscher Glimmerschiefer usw.).

Das bedeutendste Objekt der Schlingentektonik ist gewiß der unter die Südostecke des Ötztaler Blockes untergestopfte „Schneeberger Zug“. Und dieser kann nach seiner Lage zu den anderen tektonischen Elementen und in gewissem Grade auch nach seinem Bau mit der „Mahrenberger Synklinale“ verglichen werden. Beide enden gegen Westen blind, und verbreitern sich gegen Osten. Vermutlich sind in diesem großtektonischen Sinne auch die altkristallinen Gesteine des Remschenig als untergeordnete Schuppe in diesem Bau einzurechnen. Ob diese Komplikation auch im Schneeberger Zug ein Gegenstück findet oder nicht, läßt sich kaum entscheiden; einfache Synklinale ist er gewiß nicht, sondern ziemlich einseitig; ob aber die Schichfolge noch weiter geschuppt und vervielfacht wurde, ist wegen der starken tektonischen Beanspruchung kaum zu erkennen. Dieser Komplikation gegenüber ist die Mahrenberger Synklinale, obwohl sie mehrphasig geschuppt und eng zusammengestaucht erscheint, doch noch auf einem früheren, primitiveren tektonischen Stadium stehen

<sup>3)</sup> Kieslinger hat diese Auflagerung „Diaphthoritzone“ genannt, das könnte man dahin mißverstehen, daß es sich um Diaphthorite der Koralmgneise handle, es ist aber eine andere Serie, Glimmerschiefer mit Marmor, allerdings nicht in einfacher stratigraphischer Überlagerung, sondern als höheres tektonisches Stockwerk, und wegen der damit verbundenen Beanspruchung vielfach in rückschreitender Metamorphose.

geblieben. Es würde weitere beträchtliche Einengung durch Zusammenschub erfordern, um sie unter die Koralm so unterzustoßen; wie der Schneeberger Zug unter den Öztalern liegt, und eine starke Horizontalscherung, um ihr blindes Westende derart wie das des Schneeberger Zuges einzurollen; aber demgegenüber darf nicht übersehen werden, daß die Anlagen dazu vorhanden sind, und daß bei einer leicht verständlichen Weiterausbildung dieser das tektonische Bild des östlichen Blockes dem des westlichen in allem gleichen würde.

Dasselbe Verhältnis, in den Grundzügen gleiche Anlage, aber in den östlichen Massiven niedrigere Stufe der tektonischen Ausarbeitung finden wir wieder bei den granitischen Massen, welche in beiden Fällen im Südost der erwähnten Großsynklinale liegen. Der Brixener Granit ist in seinem Nordteil scharf in den Isoklinalbau der anstoßenden Gneiszone eingeregelt und eingeschlichtet, und mit seinem Ostende in langer Lamelle in den Falte-, bzw. Schuppenbau seiner Zone konkordant ausgeschwängt. Im Bacher haben wir dagegen eine Intrusion, die tektonisch wenig umgeformt ist, und in annähernd ursprünglichem Verband in einer Schieferhülle von Altkristallin steckt<sup>4)</sup>. Die Hauptausdehnung dieses Aufbruches entspricht ja allerdings dem allgemeinen Streichen, das ist aber wohl schon von der Intrusion her in dem gegen SE hinausstreichenden Gebirgsast angelegt gewesen. Schärfere alpidische Einschlichtung zeigt der Granit- und Tonalitzug von Eisenkappel. Aber auch dieser erweist sich tektonisch selbständig darin, daß er im Staffel SW auswärts vom Bacher endet, während im Westen alle diese „periadriatischen“ Intrusivkörper, die ursprünglich vielleicht auch nicht ganz im gleichen Strich gelegen haben mögen, vom Tonale bis ins Pustertal mit ihren Ausschwänzungen und kleinen Zwischenkörperchen (vgl. unten S. 109) heute auf eine einzige Linie perlschnurartig aufgefädelt erscheinen.

Den auffälligsten Unterschied zwischen dem Ost- und dem Westpfeiler der Zentralzone bildet das vielfach verschiedene Alter der Gesteine, welche die nach der Lagerung einander entsprechenden tektonischen Elemente zusammensetzen. Im Lavant-Graben liegt Jungtertiär und einiges wenig Mesozoikum, im Unterengadiner höchstens wenig Alttertiär, Mesozoikum und vermutlich auch Paläozoikum. Die Drausynklinale von Mahrenberg euthält vermutlich paläozoische Phyllite, Mesozoikum und Jungtertiär, der ihr homologe Schneeberger Zug hauptsächlich Glimmerschiefer, die für Altkristallin gelten müssen, und nur wenige kleine Schuppen von Mesozoikum usw. Es liegt hier in erster Linie ein Unterschied im Stockwerk vor. Im Ostteil der Zentralzone liegt der Aufschluß wenigstens zum Teil im Ablagerungsbereich des Jungtertiär, der West-Teil ist seit Alttertiär, ja Kreide Abtragungsbereich. Das Alter der alpidischen Faltung und ihrer Phasen kann daher nur im Osten unmittelbar bestimmt werden, im Westen, wo jüngere Ablagerungen

<sup>4)</sup> Tektonische Stellung und magmatektonische Eigentümlichkeit der Bacherintrusionen wird allerdings erst nach einer modernen Neuaufnahme verlässlich zu beurteilen sein.

fehlen, hat man darüber nur weithergeholte Vermutungen. Aber es liegt kein Grund vor, die tektonische Formung der westlichen Zentralzone auf wesentlich ältere Phasen als die der östlichen zu schieben. Im Gegenteil, der Anteil der älteren alpidischen Phasen (Vor-Gosau z. B.) scheint im Osten eher größer zu sein als im Westen. Ähnlich steht es mit den älteren Ären der Gebirgsbildung. Viele Züge, welche in der späteren Tektonik wieder und weiter zum Ausdruck gekommen sind, sind bereits im Bau des voralpäischen Grundgebirges angelegt gewesen, und diese muß man hüben und drüben wohl gleichstellen. Die Intrusionen von Brixen und Bacher sind wohl beide Nachzügler der variskischen Ära. Es ist auch nicht bloß die Lavantsenke (wie oben ausgeführt, S. 101) alt angelegt, sondern auch die des Unterengadin, sonst wäre die Häufung der Durchbrüche von vielleicht spätvariskischen, jedenfalls voralpidischen Diabasen längs der Ränder des „Fensters“ nicht zu erklären. Man wird wohl annehmen können, daß auch in den anderen älteren Erdperioden die Gebirgshildungsvorgänge hüben und drüben ziemlich parallel und zu den gleichen Zeiten stattgefunden haben, nicht anders als in der alpidischen Ära.

Im ganzen erscheinen also die beiden Eckpfeiler der kristallinen Zentralzone der Ostalpen im Westen und im Osten nach ihrem Bauplan weitgehend vergleichbar. Ihr Bau ist aus derselben Anzahl von Hauptelementen zusammengesetzt, und diese Bausteine, welche hüben und drüben einander als homolog entsprechen, sind einander immer sehr ähnlich nach Form, Bau und Material, und die tektonischen Beziehungen zwischen den aneinanderstoßenden Bauelementen sind hüben und drüben grundsätzlich dieselben. Nur ist der Maßstab im Bau des westlichen Eckpfeilers ungefähr das doppelte von dem des östlichen. Ferner liegt, wie oben (S. 103) ausgeführt, der Bau des östlichen Eckpfeilers ein kleines Stockwerk höher als der des westlichen. Das sind gewiß beachtenswerte Unterschiede, aber sie dürften nur in den Absolutbeträgen, nicht aber in den wesentlichen Zügen des Kräfteplanes, in den Dispositionen von Kraft und Verformung zum Ausdruck kommen. Die „Figurenachse“ des westlichen Pfeilers zielt NE→SW, die des östlichen NNW→SSE, das ist jedesmal die Richtung, in welcher die Fortsetzung dieser Grundgebirgszone zu suchen ist, im SE sozusagen als Rückgrat unter den Dinariden verborgen, im SW zureichend aufgeschlossen als das ostalpine Kristallin von Ulten—Tonale—Veltlin. Diese Übereinstimmungen beweisen, daß Bewegungsbilder und Kräfteplan in diesen beiden großen Bereichen des ostalpinen Kristallines einander sehr ähnlich, man kann sagen in der Hauptsache gleich waren, und das nicht einmal, sondern in allen tektonischen Phasen, welche im Laufe der geologischen Geschichte sie geformt und umgeformt haben. Allerdings, die zugrunde liegenden verwickelten Vorgänge mechanisch zu analysieren, oder auch nur mehr ins einzelne auszumalen, dürfte heute noch verfrüht sein.

#### Um die „Alpino-Dinarische Grenze“.

Wie eine Reihe von Dislokationen innerhalb der Alpen zu dem Namen einer „Alpino-Dinarischen Grenze“ kommen konnte, ist

nur historisch und dazu recht weitläufig zu erklären und verständlich zu machen. Das kommt hier nicht in Frage. Aber wenn auch die Voraussetzungen, auf Grund welcher seinerzeit die Wahl dieses Namens erfolgt ist, heute allgemein als nicht zutreffend erkannt sind, als völlig gegenstandslos kann man doch nicht bezeichnen, es steckt wirklich etwas dahinter. Schon dem Laien fallen die Längstalfuchten am südlichen Rande der kristallinen Zentralzone der Alpen, vom Tessin bis Kärnten, ins Auge. Offenbar muß diesem auffälligen Zuge der Alpenlandschaft auch etwas im Alpenbau entsprechen. Um all das, Gegenden und tektonische Elemente, kurz zu bezeichnen, mag der allgemein bekannte und eindeutige alte Name hier verwendet werden.

Die Dislokationen, nach welchen man Alpenen und Dinarischen Bau seinerzeit abgrenzen wollte, sind jung, gehören der alpidischen Orogenese, und zwar einer ihrer jüngsten Phasen an. Aber schon das kristalline Grundgebirge zeigt in seiner wahrscheinlich präkambrischen Anlage längs der betreffenden Zone gemeinsame Eigentümlichkeiten; insbesondere „Schlingentektonik“ ist für diese Zone hin und hin bezeichnend. Schmidegg (1936) hat auf diese zuerst aufmerksam gemacht, sie von einer beträchtlichen Strecke der alpinodinarischen Grenzzone erschöpfend beschrieben. Schon Hammer hatte in den südlichen Ortleralpen Gebiete mit steil rundumlaufendem Streichen, und eigenartige Querschollen beschrieben, in den Defferegger Alpen war nach den Aufnahmen von Senarclens-Grancy ebenfalls auf Schlingenhau zu schließen. Schmidegg verfolgte diesen Bauplan nun systematisch, und beschrieb die Falten mit steilstehenden Achsen vom Tonale und Sulzberg, aus den südlichen Teilen der Ötztaler Gruppe, aus dem südlichen Defferegger, dem Villgrater Gebirge. Beck meldete dann nach seinen Aufnahmen auf Blatt Mölltal Schlingentektonik aus dem süd-östlichen Teil der Kreuzeckgruppe. Schließlich fand ich bei meinen Aufnahmen im Gebiete der Millstätter Alpe, wieder an der Südostecke derselben, auf allerdings kleinem Raume, aber unverkennbar, Falten mit steilen, über 60° einfallenden Achsen. In den westlich anschließenden Gebieten haben die Aufnahmen der Baseler Schule ein großes Gebiet von Schlingentektonik in der südlichen Silvrettagruppe kennengelehrt — dieses würde, als einziges, außerhalb unserer Zone liegen, aber da wir Gründe haben, die Silvretta als ein von den Ötztalern weggebrochenes Bruchstück anzusehen (siehe oben S. 98), würde es ursprünglich auch derselben angehört haben — und nach anderen Untersuchungen derselben Schule im Schweizer Tessingebiet vermutet Wenk (S. 263), daß diese Tektonik charakteristisch für das Grundgebirge südlich der insubrischen Zone sei — vielleicht zu sehr verallgemeinert, das scheint nur zwischen Monte Cenere und Langensee durch Aufnahmen belegt zu sein, und andernorts liegen diese Schlingen nördlich der genannten Zone. Hier wäre anzuführen, daß nach den Beschreibungen von Cornelius (S. 338) im Winkel zwischen Pnschlav und Veitlin Falten mit steilstehenden Achsen vorkommen. Das ist ein beträchtlicher Teil der alpinodinarischen Grenzstrecke, man kann sagen, längs ihrer ganzen Erstreckung sind hin

und hin in mäßigen Abständen voneinander Schlingengruppen anzutreffen — vermutlich liegt es sogar im Wesen dieser mechanischen Erscheinungen (Wirbel), daß sie nicht in geschlossener Front vorkommen<sup>5)</sup> — andererseits ist außer den genannten Stellen Schlingentektonik im ostalpinen Kristallin nicht bekannt (die Erforschung desselben läßt wohl noch einiges zu wünschen übrig, und es ist die Möglichkeit nicht ganz auszuschließen, daß irgendwo sonst eine Falte mit steilen Achsen noch gefunden werden könnte, aber ein größeres Gebiet mit Schlingentektonik kann sich der Beachtung nicht entzogen haben, geschweige denn eine so große zusammenhängende Gruppe solcher, wie wir sie längs der alpinodinarischen Grenze angeben haben, wie sie also gerade für diese kennzeichnend erscheint).

Was bedeutet nun Schlingentektonik eigentlich? So verzwickte Gebiete dieses Baustiles auch auf den ersten Blick aussehen, so ist doch eine weitgehende kinematische und sogar eine gewisse dynamische Erklärung derselben möglich, eben wegen dieser ihrer eigenartigen, ja fast einzigartigen Struktur. Diese kann sich eben nur auf einem einzigen Wege entwickelt haben. Eine Grundgebirgsscholle A sei durch starke Faltung um die gebräuchlichen annähernd horizontalen Achsen in eine Folge von gleich streichenden und steilstehenden Schuppen oder doch stehenden, fast isoklinal ausgeplatteten Falten umgewandelt worden. Die eine Begrenzung dieser Scholle, a, liege nach Streichen und Fallen ungefähr konkordant in der Schar der Bewegungsflächen jenes Schnppen-, bzw. Falten-systems. (Wenigstens so weit, als aufgeschlossen oder sonst erschließbar. Daß diese die Scholle begrenzende Dislokation nicht mit gleichbleibender Steilheit in die ewige Tiefe unbegrenzt sich fortsetzen kann, ist selbstverständlich. Aber Spekulationen über diese Bewegungsbahnen da unten würden zu weit führen und können für unsere Zwecke vermieden werden.) An dieser Grenzfläche a, der bereits isoklinal ausgefalteten Scholle A greift dann bei einer späteren Gebirgsbildungsphase eine Tangentialkraft an, und zwar in der Tiefe stärker als in ihrem oberen Teile. Tektonisch ist das etwa dahin zu beschreiben, daß längs a die an dieser Grenzfläche benachbarte Scholle B horizontal hingleitet, unter starker Reibung. Durch diese an a angreifende Tangentialkraft (Scherung) werden die Randlamellen aus dem steilstehenden Schnuppenpaket gelöst und zu Falten um die dieser Horizontalscherung entsprechenden saigeren oder doch sehr steilen Achsen zusammengestaucht, wie sie im Grundriß der geologischen Karte als typische Schlingen erscheinen. Reihung fest auf fest ist proportional dem Normaldruck: die Scholle B muß mit nicht geringer Kraft gegen A angepreßt worden sein. Man kann nun öfters noch beobachten, daß der steilachsige Schlingenbau in den höheren Niveaus sich flacher legt (Schmidegg, 1936,

<sup>5)</sup> Ein Beispiel eines Strömungsvorganges, bei dem in einer Störungszone die Wirbel in regelmäßigen Abständen aufeinanderfolgen, ist die „Wirbelstraße“ — wie Kármán sagt — die sich hinter einer schmalen, der Strömung entgegengestellten Platte bildet (S. Prandtl, Strömungslehre, 2. Aufl., 1944, S. 166, Abb. 140, 141). Auf diese sehr schwierigen Probleme der Mechanik können wir hier nicht weiter eingehen.

S. 135, 147), besonders am Schneeberger Zug sieht man schön, wie sich die Schlingenscholle A überfaltend über B hinüberlegt: daraus ist zu schließen, daß das Andrängen von B gegen A nach der Tiefe zu stärker wird. Es handelt sich also nicht um einen mechanischen Vorgang, der seine Kraftquelle im oberen Stockwerk der sichtbaren Krustenschollen B und A haben würde. (Damit ist nicht notwendig vorauszusetzen, daß die Ursache der Stauung in den toten Schollen der obersten Kruste läge, sondern nur eine direkte, unmittelbar in diesem Stockwerk übertragene Aktion der einen gegen die andere, etwa wie die klassische Kontraktionstheorie sie darstellt, oder wie sie R. Stanb als Rammstoß einer nach Wegener vagierenden Kontinentalsholle so anschaulich geschildert hat.) Daß der Druck gegen unten stärker wird, daß A gegen B überfaltet erscheint, kann nur dahin gedeutet werden, daß B passiv längs a auf einer mächtigen Unterströmung vertrittet worden ist, deren Schnelligkeit, Normaldruck gegen A und Reibung an A mit der Tiefe zunimmt (etwa entsprechend dem hydrostatischen Druck). Diese Unterströmung kann nicht dauernd und überall rein laminar längs a hinstreichen; solcher Bewegungsvorgang ist labil und geht in gewissen Abständen in Wirbel über (in der Theorie und in Experimenten ist mehrfach gezeigt worden, wie von solcher Diskontinuitätsfläche sich in regelmäßigen Abständen Wirbel ablösen; in unserem Beispiele scheint allerdings Scherung, Abstand und Stärke der sich ablösenden Wirbel, alle drei von Westen gegen Osten in gleichem Sinne abzunehmen — siehe unten —, ein Verhalten, das auch ohne weitere Deduktion, etwa bei Abklingen der Störungen gegen Osten, nicht unplausibel erscheint). Wir beobachten nun folgendes: in den von Westen gegen Osten unmittelbar aufeinanderfolgenden Gebirgsgruppen der Defferegger Berge, der Kreuzeckgruppe, der Millstätter Alpe gilt die Regel, daß der westliche Teil derselben normale Faltung zeigt (eventuell durch alte Intrusionen versteift: Antholzer Gneis, Wildhorn Gneis), von der Mitte weg gegen die Südostecke dagegen Schlingentektonik herrscht, außerdem dieses Südostviertel seinem tektonischen Niveau nach herabgedrückt erscheint, und daher jüngere Anlagerungen und Einfaltungen erkennen läßt (Thurntaler Phyllit, Kambrium der Emberger Alm und anschließend, Radentheiner Magnesit). Diese Gebirgsgruppen sind nicht nur morphologisch, sie sind auch tektonisch Einheiten, durch junge Dislokationen gegeneinander abgegrenzt, ebenso wie sie ihrem Grundgebirgsbau nach Individuen vorstellen. Nach Größe und Intensität der Tektonik nehmen sie von Osten gegen Westen zu. Denkt man diese Progression gegen Westen fortgesetzt, so kann man auch die südlichen Ötztaler an diese Reihenfolge anschließen: auch bei diesen beherrscht Schlingentektonik nur die östliche Hälfte des Südrandes, in der westlichen, im Vintschgau ist die Faltung normal W—E-streichend, und auf der SE-Ecke liegt auch hier manches jüngeres (Gostjöchl, Telfer und Moarer Weißen usw.). Bei allen den genannten Gruppen sind die Schlingen durch eine Scherung entstanden, bei welcher die südlich gelegene Scholle im Verhältnis zu der nördlichen gegen Osten bewegt worden ist, und dieser selbe Bewegungssinn gilt auch noch für die Schlingengebiete der

südlichen Ortlergruppe (Schmidegg, 1936, S. 135, 146), doch ist im letztgenannten Gebiete eine Einteilung in analog gebaute Schollen nach dem Vorliegenden nicht durchzuführen. Bei den sonst noch genannten Schlingengebieten ist aus der Literatur weder der Bewegungssinn, noch eine analoge Scholleneinteilung zu entnehmen. Aus dem beschriebenen tektonischen Bild, das die alpinodinarische Grenz-Zone zwischen Vintschgau und Mittelkärnten darbietet, ist zu schließen, daß die Unterströmung, welche die Schlingen gebildet hat, nicht gleichmäßig längs dieser Zeile analog gebauter Schollen von West nach Osten geströmt ist. Jeder Trennung zwischen zweien dieser Schollen entspricht eine Diskontinuität der Unterströmung, und zwar derart, daß dort von der Hauptströmung ein Ast nordwärts abzweigt, und in einen absteigenden, gegen den Uhrzeiger drehenden Wirbel einbiegt. Durch diese Abzäpfung ist die Hauptströmung vorerst geschwächt, weicht in Reaktion auch etwas gegen Süd aus, drückt und reibt weniger, und vermag die zunächst im Wege liegende SW-Ecke der nächsten Scholle nicht umzuformen, dort bleibt die ältere normale Faltung erhalten. An der Südostecke jeder dieser Schollen verstärkt die Saugwirkung des unter ihr absteigenden Wirbels die Strömung überhaupt, gibt ihr auch eine gegen Nord andrängende Komponente, und dieser entsprechend wird dort die Tangentialkraft weiterverstärkt, und dadurch dort der alte Schuppenbau zu Schlingen umgeformt. Außerdem wird diese Ecke der nördlichen Schollenreihe von der gegen Nord absteigenden Strömung unterfahren, und daher von den durch diese mitgetrifteten südlichen Schollen von Süd nach Nord unterschoben (am deutlichsten ist dieses Bewegungsbild im Schneeberger Zug). Aber durch diese Unterstopfung ist die SE-Ecke nicht, wie man meinen könnte, etwa gehoben worden; was die Verdickung der Kruste dabei ausmachen mag, wird mehr als aufgewogen durch den nach unten ziehenden Sog des im Substratum absteigenden Wirbels, so daß die SE-Ecke der Scholle tiefer geschaltet erscheint, und an ihrer Oberfläche, wie oben erwähnt, jüngere Ablagerungen und Einfaltungen Platz finden. Offen ist noch die Frage nach der eigentlichen, der primären Ursache: man kann sich denken, die Absätze, welche wegen nicht genauen Aneinanderpassens der in der Zeile benachbarten Schollen sich ergeben, hätten bewirkt, daß dort aus der vorüberstreichenden Hauptströmung der randliche Strömungsfaden sich abzweigt; aber ebenso plausibel, vielleicht sogar wahrscheinlicher ist, daß in der an der anfänglich noch nicht weiter gegliederten Platte vorüberstreichenden Laminarströmung wegen ihrer Instabilität Wirbel in entsprechenden Absätzen sich entwickelt hätten, und daß es dann erst der Sog dieser absteigenden Wirbel war, welcher die Kruste über ihnen zerbrochen hat, und aus der ursprünglich einheitlichen Platte durch Dislokationen, die in den durch hydrodynamische Regeln bestimmten, daher regelmäßigen Abständen aufeinanderfolgen, eine Zeile von getrennten Schollen gebildet, deren innerer Bau entsprechend dem sich immer wiederholenden Kräfteplan dabei analog geformt worden ist.

Eine andere Auswirkung der beschriebenen Unterströmung sehen wir in den merkwürdigen Ausschwänzungen der die alpino-

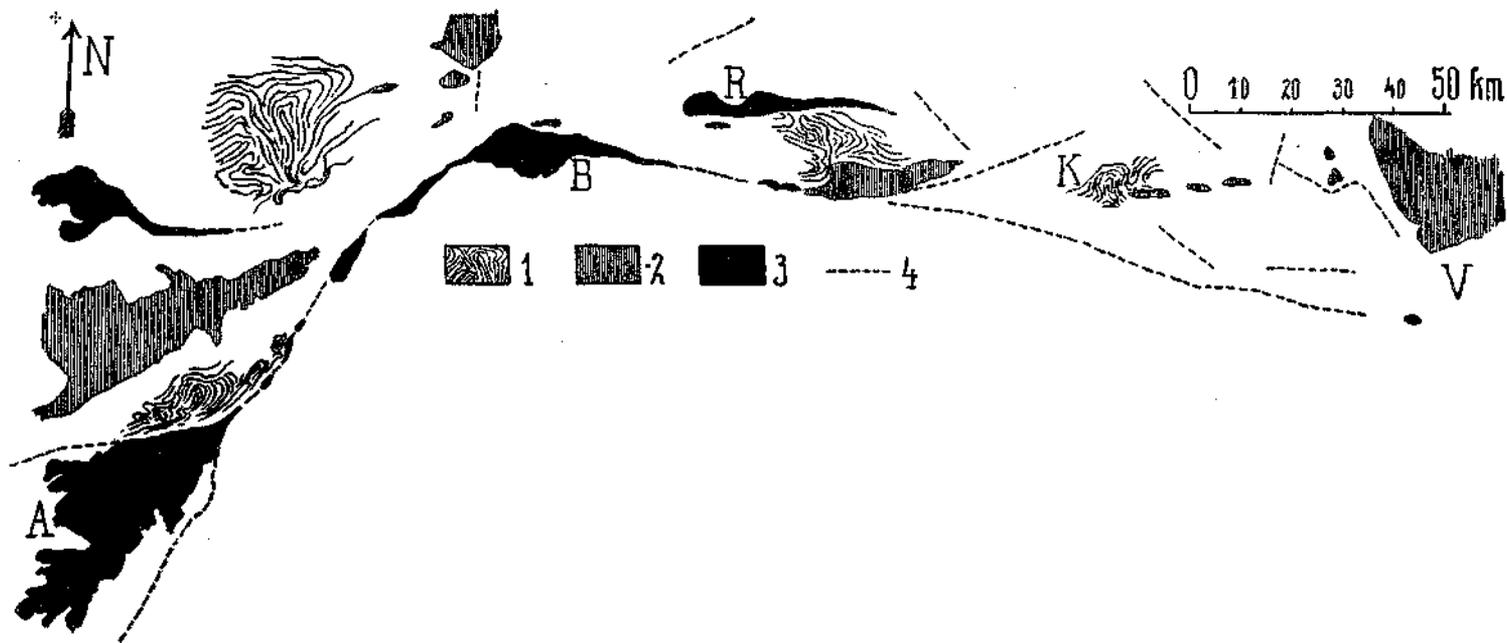


Abb. 2

Zeichenerklärung.

Umgebung der „alpino-dinarischen Grenze“.

1. Schlingentektonik im Grundgebirge. 2. Auflagerung jüngerer Schichten. 3. Granit. 4. Dislokationen.

Orte: A = Adamello, B = Brixen, K = Kreuzeckgruppe, R = Riesenerferner, V = Villach.

(Die kleinen Vorkommen — z. B. Tonalit von Susalitsch, Magnesit von Radentheim usw. — sind an Größe übertrieben, sonst wären sie in diesem Maßstab überhaupt nicht zu bemerken.)

dinarische Grenz-Zone begleitenden Intrusivmassen. Solche als geringmächtige Lamellen oder Perlschnüre von kleinen Körpern bis Blöcken des Intrusivgesteines schließen sich an die NE-Ecke des Adamello längs der Judikarienlinie an, sie reichen vom Iffinger bis Pens, vom Brixener Granit bis ins Hochpustertal (Kandellen, Gsies, Finstergraben bei Toblach, Furlani), von den Rieserfernern bis ins untere Defferegg, vielleicht ist auch der Granit und Tonalit von Eisenkappel hier anzuschließen (allerdings nur mehr Schwanz, ohne Körper!). Die Widersprüche, welche in den bezüglichen Beobachtungen aufscheinen, lassen sich, wie folgt klären. Die erste Anlage erfolgte magmatisch, vielleicht „syntektonisch“, jedenfalls nicht rein tektonisch. Letzteres würde Blattverschiebungen sozusagen fast überall an der alpinodinarischen Grenze in einem Ausmaße erfordern — von 10, 15 und mehr km, die Pustertaler Zunge des Brixener Granites ist über 30 km! — wie es mit anderen Beobachtungen nicht verträglich ist. An solche Riesenblattverschiebungen an der ganzen alpinodinarischen Grenzlinie müßten sich Scharen von Dislokationen in den anstoßenden Flächen anschließen: Kontinuitätsbedingung! (Ein Beispiel, wie so etwas aussehen kann, habe ich von den jungen Störungen Ost vom Katschberg gegeben, 1939, S. 121 ff.). Solche sind aber nicht bekannt, besonders innerhalb des Bogens, im angrenzenden Südalpengebiet sind Störungen, welche in dieses Bewegungsbild passen würden, mit Sicherheit auszuschließen. Mechanische Beanspruchung der Gesteine ist meistens anzutreffen (Erklärung siehe unten), aber sie ist geringer und weniger verbreitet, als sie bei den anzunehmenden Schiebweiten, und um die Lamellen von Granit, Tonalit etc. so dünn auszuwalzen, hätte sein müssen: so ist an der Judikarienlinie N von Dimaro der östliche Flügel mechanisch sehr wenig beansprucht; unmöglich, daß diese weichen Gesteine so aussehen könnten, wenn sie das Widerlager gebildet hätten, auf welchem harter Tonalit zu wenige Meter mächtigen Lamellen und Linsen angewalzt und dabei 10, 15 und mehr km vom Stamm-Massiv weg verschleppt worden wäre<sup>6)</sup>. Von jedem dieser Hauptherde muß das Magma aktiv in die Fuge vorgezungen sein, und zwar in jenem Sinne, den wir für die Unterströmung aus ihren mechanischen Wirkungen erschlossen haben, nämlich W → E. Dafür, daß hier magmatische Bewegungen wirken, spricht auch die einseitige Verbreitung des Ganggefollges: besonders vom Rieserfernerkern stoßen die ihm unverkennbar zuzuordnenden Tonalitporphyrite ganz einseitig gegen Osten vor (bei den anderen Massen ist Ganggefollge z. T. spärlich, und nicht so unzweifelhaft zuzuordnen, wie die Tonalitporphyrite der Rieserfernersippe). Auf den gleichen Bewegungsflächen, die schon bei der präkambrischen Formung des Grundgebirges und seiner Schlingentektonik ihre Rolle gespielt hatten (siehe unten), haben posthum weitere Bewegungen stattgefunden, vielleicht mehrmals, jedenfalls bis zu den

<sup>6)</sup> Ich führe dieses Beispiel an, weil ich gerade diese ganze Strecke recht genau kenne. Ähnliches kann man aber auch an anderen Punkten der alpinodinarischen Grenze beobachten. Und übrigens: was in dieser Beziehung für die eine dieser Massen nachgewiesen ist, gilt auch für die andere.

jüngsten alpidischen Gebirgsbildungsphasen: diese haben dann den als magmatische Apophysen entstandenen Ausschwänzungen unserer periadriatischen Massive die Tracht mechanisch ausgewalzter Lamellen aufgeprägt, je nach Lage in größerer oder geringerer Stärke der Beanspruchung.

Ganz gleichartige ausgeschwänzte Massive finden sich auch im westlichen Teile der alpinodinarischen Grenze, vom Puschlav westwärts, und wahrscheinlich auch hier vergesellschaftet mit Schlingentektonik — eine Analogie, die dadurch Gewicht gewinnt, daß dergleichen sonst in den Alpen nicht zu finden ist<sup>7)</sup>. Nur ist hier die Ausschwänzung gegen Westen gerichtet, und muß daher auch der Bewegungssinn entgegengesetzt sein dem, der vom Tonale bis Kärnten herrscht. Es mögen auch noch weitere Analogien bestehen, so sehen sich die Anhäufungen von Intrusivmassen, die um Bernina-Bergell und die um den Adamello in manchem ähnlich<sup>8)</sup>, es ist uns aber augenblicklich nicht möglich, darauf näher einzugehen.

Fassen wir zusammen: die Zone, in welcher man eine alpinodinarische Grenze suchte, ist tatsächlich tektonisch und magmatisch ausgezeichnet, und verschieden vom übrigen Alpengebiet, und dies seit alten Zeiten, wenn auch nicht seit den ältesten; denn die Schlingentektonik setzt weitgehende Ausfaltung durch frühere Gebirgsbildungen im Grundgebirge voraus, anderseits ist sie überall von Kristallisation überdauert worden. Diese könnte mit dem Eindringen der periadriatischen Massen in Beziehung gebracht werden; aber das ist ganz unsicher<sup>9)</sup>. Dem Alter nach ist jene letzte regionale Metamorphose sicher nicht sehr jung; denn fast überall in dieser Zone finden sich die Spuren einer starken postkristallinen tektonischen Beanspruchung: an jene Zone, welche im alten Grundgebirgsbau durch starke Dislokationen gekennzeichnet war, heften sich auch die jüngeren Gebirgsbewegungen — ein schönes Beispiel für die „Konsequenz in der tektonischen Entwicklung“. Allerdings erschwert diese Übereinanderprägung verschieden alter Gebirgsbildungsvorgänge das Verständnis. Nur in der Linie Tref-

<sup>7)</sup> In gewissem Sinne könnte man die Grobgneislamellen der Raabalpenmassive (und noch ferner die analogen Gneislamellen in den Hohen Tauern, Modereck und Flugkogel) zum Vergleich heranziehen, aber diese sind doch in vielem gänzlich verschieden.

<sup>8)</sup> Der „Adamello-Tonalit“ ist keine einheitliche Masse. Daher ist nicht zureichend begründet, wenn Schmidegg (1936, S. 131) aus der Ähnlichkeit der Ausschwänzungen und „der fast durchgehenden Verbindung“ beider auf „nachtriadisches Alter des Brixener Granites“ schließt. Die Adamello-Presanella-Masse kann analog wie die Bernina, für welche variskisches Alter angenommen wird, älter sein, jung, analog wie drüben der Bergeller Granit, jung muß nur der südlichste Teil-Körper, der Castello-Tonalit sein, nur dieser hat Kontakt an Trias.

<sup>9)</sup> Diese anscheinend homologen Intrusivmassen sind nicht gleichaltrig: das zeigt die „sechsfache Eruptionsfolge“ in dem einen Adamello-Massiv. Mit welchen von den sechs, die offenbar dem Alter nach weit auseinanderliegen, sollen jeweils die anderen gleich alt sein? Der zweite Einwand ist der — in den Alpen einzig an solchen Massiven bekannte — „normale“ Kontakt, d. h. Hornfels mit Cordierit, Sillimannit usw. Ein und derselbe Magma-Körper kann nicht gleichzeitig diesen Kontakt, und eine weiträumige allgemeine Umkristallisierung verursachen.

ling—Radenthein—Gegendtal scheint ein Stück der ältesten Generation der „Grenz“-Dislokationen in ursprünglicher Form, nicht durch junge Störungen neuerlich überprägt, erhalten geblieben zu sein, weil die nächsten alpidischen, der alpinodinarischen Grenz-Zone zuzuordnenden Störungen einige Kilometer südlich von jener Linie durchziehen. Der Zusammenhang der älteren Tektonik ist außerdem noch durch spätere Querverstellungen zerrissen worden. Beispielsweise könnte die vorerwähnte Linie Radenthein—Treffling ihre Fortsetzung nach Westen erst südlich der Schlingen der südöstlichen Kreuzeckgruppe gehabt haben, etwa bei Steinfeld—Greifenburg usw., also um mindestens 3 bis 4 km nach Süden versetzt<sup>10)</sup>. Auch sogar die Strecke der Judikarienlinie Dimaro—Lana hat man als jugendliche Querverstellung ansehen wollen (und daraus weiter auf entsprechende Verstellung des Ötztaler Blockes geschlossen usw.), doch das ist nach Feststellungen von Schmidegg (1936, S. 130 und Karte) einigermmaßen zu bezweifeln.

Welche großtektonische Bedeutung können die besprochenen Dislokationen an der alpinodinarischen Grenz-Zone haben? Gestützt auf die geophysikalischen Beobachtungen (Schweremessungen auf See, Tiefherdbeben) habe ich gezeigt (1941), daß den **Abschluß der alpidischen Orogenese**<sup>11)</sup> im Pazifischen Raum ein tektonischer Vorgang von ungeahnter Großartigkeit bildet. Das ganze ungeheure Rund dieses Ozeanes ist vom Festland — die Festlandsgrenzen in weitestem Sinne genommen, nicht bloß längs der geschlossenen Küsten, wie Amerikas Westküsten, sondern auch außen an den ostasiatischen Inselgürteln, und an der „Andesitlinie“, dem Rand eines großaustralischen Blockes gezogen — überall rundum durch eine zusammenhängende Flucht von Scherflächen getrennt, welche mittelsteil (um 40°) vom Ozean weg unter die Kontinente einfallen, und an welchen die Kontinente Tausende von Metern in die Höhe geschoben worden sind (Ergebnis: Saamtiefen, Vulkan-

<sup>10)</sup> Ein weiterer Beleg für Querverstellungen könnte gerade hier sein, daß typisches Schladminger Kristallin, als letzter Ausläufer noch bei Mauterndorf, sich weiter findet: an der SSE-Ecke der Reißbeck-Gruppe (sehr mächtig im Profil des Radelgrabens) und dann in der westlichen Kreuzeck-Gruppe (Wildhorngneise), beidesmal mit NE—SW-Streichen, als Stücke anzusehen eines ursprünglich zusammenhängenden Grundgebirgsastes von gleichem Streichen, der vom Muralpenbau überleitete zur „Südlichen Gneiszone“, welche Verbindung bis jetzt nur sehr dürftig durch den Aufschluß in der Innern Wimitz angedeutet schien. Das in den Hochalmbau einbezogene Verbindungsstück wäre aus der Reihe beträchtlich gegen Süden verstellt worden: abermals eine Andeutung dafür, daß die Überfaltung im Hochalm-Massiv gegen Süden gerichtet war (Schwinnner, 1939, S. 139 ff.).

<sup>11)</sup> Revision durch Neuberechnung des Pb/U-Materiales (Schwinnner, Die Geologische Zeittafel, Neues Jb., Monatshefte 1944, S. 230/9) ließ erkennen, daß der orogene Rhythmus der Alpidischen Gebirgsbildungsära überraschend gleich ist mit dem der Kaledon-Variskischen (so muß man nach den neuen Ziffern zusammenfassen, um im Paläozoikum einen dem Alpidischen gleichwertigen Zyklus der Orogenesen zu erhalten). Danach wäre das Quartär etwa dem Oberen Perm zu parallelisieren, tatsächlich als Ausgang einer Gebirgsbildungsära und als Beginn einer Zeit anorogener Ruhe.

reihen, Schweredefizit usw.). Die heute an ihnen noch laufenden Gebirgsbewegungen (Tiefherdbeben<sup>12)</sup> lassen erkennen, daß diese Bewegungshorizonte bis zu Tiefen von 500 km (nicht selten) hinabsteigen, ja vereinzelt bis 700 km — viel tiefer als auch phantasiereiche Tektoniker gewagt hätten, die Bewegungsbahnen von der Erdoberfläche in die Tiefe zu verlängern; selbst K o b e r kam nur auf 100 km! Mit verhältnismäßig kleinen Oberflächengebilden, wie Faltengebirgen, haben diese ungeheuren Scherungen nichts zu tun, sie hängen mit den Rändern der Kontinentalblöcke zusammen, diese bestimmend und wieder durch sie bestimmt. Aber wenn, wie gewöhnlich, ein Faltengebirge dem Kontinentalrand aufgesetzt ist, wird der Ausstrich einer solchen „Grenzscherfläche“ in seinen Bau hineintreffen. Nun sind die Verhältnisse an den Küsten des Stillen Ozeans von denen unserer Alpen ziemlich verschieden, ein Vergleich zwischen beiden nicht ohne weiteres beweiskräftig. Aber die Abzweigung, die vom pazifischen Ban in die Mediterranzone überleitet, der S u n d a b o g e n, bietet in Form, Bau und orogener Aktivität genau das gleiche Bild wie alle anderen pazifischen Inselbögen. Weiter gegen Westen sind allerdings Tiefherdbeben nur in Birma und im Hindukusch häufiger, aber ganz selten sind solche doch auch bis ins westliche Mittelmeer an einzelnen Stellen festgestellt worden. Es fehlt dort also nur an der Aktivität, die zur Tiefe von einigen Hunderten von Kilometern hinabsteigende Scherfläche ist auch dort ausgebildet. Und — wenn man Kleines mit Großem vergleichen darf — so sind die alten Dislokationen unserer alpinodinarischen Grenz-Zone während vieler geologischer Perioden am Rande eines Archipels entstanden, den man in aktualistischen Gedankengängen oft schon mit dem Malayischen verglichen hat, und ihr heutiges Hinterland, das spärliche Europa, ist auch nicht viel kompakter als etwa das Inselgebiet von Sumatra—Java—Borneo. Auch zeigt der Ausstrich ihrer Bewegungsbahnen klares Einfallen nach Nord, d. i. ebenfalls vom Meer weg, unter den Kontinent, so daß der Schluß auf weitergehende Analogien vielleicht nicht zu gewagt erscheint. Demnach wäre die „alpinodinarische Grenze“ mit ihren jungen und älteren Dislokationen das Ausgehende einer „Grenzscherzone“, ähnlich jenen gewaltigen Bewegungshorizonten, wie sie rund um den Stillen Ozean die Kontinente unterteufen, und dort in den Tiefherdbeben ihre bis heute noch dauernde tektonische Aktivität zu erkennen geben; in unseren Alpen allerdings wäre diese Aktivität heute bereits erloschen. Mit dieser Andeutung wollen wir abbrechen. Es ist noch nicht ganz ge-

<sup>12)</sup> Man kann vermuten, daß diese heutigen Gebirgsbewegungen die Fortsetzung der früheren seien, also ein weiteres Aufschieben der Kontinentalblöcke auf ihr Vorland (bezw. Vortiefe) bedeuten; es können aber auch Bewegungen des entgegengesetzten Sinnes sein, eine Art Zurückrutschen der weit über ihre Gleichgewichtslage emporgewucherten Kontinentalblöcke. Für letzteres spricht die einzig bisher durchgeführte Bestimmung von Richtung und Sinn der Scherung bei einem Tiefherdbeben des Malayischen Archipels. Nebenbei sei noch bemerkt, daß die angegebenen großen Herdtiefen nicht etwa nur von einer Theorie oder Hypothese gefordert werden, sondern aus den Beobachtungen verhältnismäßig genau und verlässlich berechnet sind. An ihrer Realität ist nicht zu zweifeln.

lungen, die Verbindung von jenen — geophysikalisch erschlossenen — tektonischen Vorgängen von planetarischer Größe zur Größenordnung der gewöhnlichen Tektonik im allgemeinen herzustellen: im besonderen ist selbst die Fortsetzung der alpinodinarischen Zone auch nur bis Kleinasien kontrovers. Auch ob gewisse verdächtige Dislokationen in älteren Gebirgssystemen — das uns nächst interessierende Beispiel wäre die Moravische Überschiebungszone im Variskischen — ebenfalls mit solchen tiefgreifenden Grenzscherflächen zusammenhängen, muß vorläufig noch offen bleiben.

Die meisten der hier verwendeten Beobachtungsdaten habe ich schon 1938 in meine Darstellung der Zentralalpen (Geologie der Ostmark) aufgenommen. Auf ihre merkwürdigen Analogien und Homologien bin ich aber dort nicht eingegangen, nicht weil ich — wie Bubnoff schulmeisterlich rügt — „bewußt auf eine Synthese verzichtet hätte“ (ich glaube übrigens, S. 100 ff, wenigstens einige Grundlinien für eine solche gezogen zu haben), sondern einfach, weil ich buchstäblich um jede Druckseite kämpfen mußte, und daher alle Allotria über Bord gehen ließ, um wenigstens das Notwendige, „nur“ (sic!) das „Inventar“ der Beobachtungen unterzubringen, das ein Leser jenes Buches in erster Linie erwarten und verlangen kann. Aber diese eigenartige Bemängelung zeigt, daß hier in Bezeichnung und Auffassung ein Mißverständnis auszuräumen ist. Scheinbar glauben viele Geologen, „Synthese“ bedeutet einfach: Darstellung à la Termier. Aber schon Termiers berühmter Aufsatz war kaum mit Recht als Synthese bezeichnet, denn Synthese heißt Zusammenfassung, und zwar möglichst reichlich, ja erschöpfend. Doch Termier hat von den Ostalpen nicht viel gewußt (weniger, als ihm bekannt hätte sein können). Immerhin, dieses Wenige hat er ja zusammengefaßt. Aber das war es nicht, was sein Glück gemacht hat, sondern die Hypothesen, welche er diesem dürftigen Material untergelegt hatte: Schub übers Tauernfenster, Traineau écraseur usw. Was die Nappistenschule nachher für Synthesen ausgab, das waren Anwendungen („den Deckenbau nachweisen“), Ausmalungen, Ergänzungen und sonstige Breittretungen eben dieser als Dogma vorgestellten Hypothesen. Das ist — wenn die Worte in ihrem Sprachsinn gebraucht werden sollen und, wie sonst in der Wissenschaft, nicht aber im entgegengesetzten Sinn — nicht ein synthetisches Verfahren, sondern ein analytisches! Dabei kann nie etwas Neues herauskommen, wie die Wissenschaftslehre weist, und wie die Geschichte des Nappismus zeigt. Es soll nicht verschwiegen werden, daß Einzelne wirklich neue Daten anzufügen, und so einigermaßen synthetisch zu arbeiten versucht haben. Sonst ist es aber allemal das gleiche dürftige Material, das in dieser unerfreulichen Literatur wiedergekaut wird. Übrigens, Sammlung von Material allein ist noch nicht Synthese, höchstens der erste Schritt, zu einer solchen; von einer Synthese kann man erst sprechen bei sinnvoller Zusammenfassung und systematisch zusammenhängender Gruppierung desselben. Notwendige Vorarbeit ist, sämtliche Beziehungen, welche im Beobachtungsmaterial bestehen, herauszufinden und ihre Bedeutung durchzuprobieren, darnach erst kann

dem ganzen eine leitende Ordnungs-idee „unterlegt“ werden. Eine derartige Vorarbeit zu einer wirklichen Synthese der Ostalpen sollen vorstehende Zeilen bieten.

#### Schriftenverzeichnis.

- Beck H., Geologische Spezialkarte, Blatt: Hüttenberg—Eberstein.  
 Beck H., Aufnahmeberichte über Blatt Mölltal. Verh. Geol. B.-A. Wien, 1930—1938.  
 Bubnoff S. v., Alpidische Tektonik. Geolog. Jahresber. Bd. III A 1941, S. 281.  
 Cornelius H. P., Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jb. Beil. Bd. 40, 1915, S. 253—363.  
 Furlani M., Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. Geol. Ges. Wien 5, 1912, S. 257.  
 Hammer W., Geologische Spezialkarte, Blätter Landeck, Nauders, Otztal, Glurns und Ortler.  
 Kieslinger A., Geologische Spezialkarte, Blatt Unterdrauburg.  
 Kieslinger A., Die Lavantaler Störungszone. Jb. Geol. B.-A. Wien, 78, 1928, S. 499—527.  
 Sander Br., Carta geologica d'Italia 1:100.000, Blätter Meran und Brixen, und „Erläuterungen zur geolog. Karte Meran—Brixen“ in Schlernschriften Nr. 16. Innsbruck 1929.  
 Schmidegg O., Geologische Spezialkarte, Blatt Sölden—St. Leonhard 1932.  
 Schmidegg O., Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A. Wien, 86, 1936, S. 117—149.  
 Schwinner R., Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung. Erläutert am Gebirgsbau Europas. Rep. XVI. Intern. Geol. Congr. Preprint 1935.  
 Schwinner R., Die Zentralzone der Ostalpen. In „Geologie der Ostmark“, herausg. v. F. X. Schaffer, Wien 1942 (Separata ausgeg. 1939).  
 Schwinner R., Über den autochthonen (variskischen?) Untergrund am bayrischen Alpenrand. N. Jb. Beil. Bd. 84, Abt. B 1940, S. 117—128.  
 Schwinner R., Seismik und tektonische Geologie der Jetztzeit. Zeitschr. Geophys. 17, 1941, S. 103—113.  
 Schwinner R., Der Begriff der Konvektionsströmung in der Mechanik der Erde. Gerl. Beitr. z. Geophys. Bd. 58, 1941, S. 119—158.  
 Spitz A., Nachgosauische Störungen am Ostrande der Nordkarawanken. Eine Vermutung. Verh. Geol. B.-A. Wien, 1919, S. 280—288.  
 Wenk Ed., Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petrogr. Mitt. Bd. 14, 1934, S. 196—278.



# Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg).

Von Werner Heifsel.

(Mit 3 Tafeln.)

## Übersicht.

Im Rahmen der Neuaufnahme des Kartenblattes St. Johann i. P. 1:75.000 erwies es sich als notwendig, für verschiedene Fragen des Bergbaues einzelne Gebiete einer besonders eingehenden Detailkartierung zu unterziehen. Dabei ergaben sich vielfach Ergebnisse, die einer Sonderdarstellung würdig sind.

Eines der Hauptprobleme des Kupfererzbergbaues Mitterberg bei Bischofshofen in Salzburg war die Klärung der Tektonik des Gebietes und der Westfortsetzung der Erzgänge, zu welchem Zweck das obertägige Gebiet im Maßstab 1:10.000 aufgenommen wurde.

Der sogenannte Mitterberger Hauptgang, ein im allgemeinen nach Süden steil einfallender Gang, läßt sich vom Götschenberge im Osten (Salzachtal bei Bischofshofen) bis auf die Mitterbergalm am Südfuß des Hochkönig verfolgen, das ist über eine Strecke von mehr als 8 km. Im Osten, am Götschenberge, ist der Gang ein über 10 m mächtiger, aber ganz tauber Ankeritgang. In seinem Westende geht seit über 100 Jahren der neuzeitliche Kupferkiesbergbau um. Doch auch das Grubenfeld selbst gliedert sich in zwei Abschnitte. Der Westteil ist reich an Kupferkies, im östlichen Abschnitt hingegen gilt der Gang als stark schwefelig, das heißt, Schwefelkies überwiegt bei weitem gegenüber dem Kupferkies. Allerdings kann man sagen, daß für eine derartige, endgültige Feststellung der östliche Gangteil bei weitem noch nicht genügend untersucht ist. Denn bekannt ist bloß, daß in den Feldorten der östlichen Grubenstrecken der Kupferkiesgehalt gegenüber dem Schwefelkiesgehalt stark zurücktrat. Außerdem wurde im Ostschurfstollen (Buchmais) ein mächtiger, kupferarmer Gang angefahren und auch ein Stück weit ausgelängt. Aber es wurde dabei nicht erwiesen, daß es sich auch tatsächlich um den Hauptgang selbst handelt und nicht um ein mehr unedles Liegendrum. Eine Untersuchung des Hangenden dieses angefahrenen Quarz-Ankerit-Pyritganges wurde nicht durchgeführt. So bewegte und bewegt sich der

rezente Bergbau nur im Westteil des Mitterberger Hauptganges. Das Erzlager wurde hier in 7 Sohlen erschlossen, allerdings sind die oberen Sohlen bereits vollkommen abgebaut und derzeit<sup>1)</sup> auch unzugänglich. Vortrieb und Abbau liegen heute besonders in der 7. (tiefsten), teilweise auch in der 6. Sohle. Die gegen Westen getriebene Vorrichtung steht bereits tief unter den obertag anstehenden Gesteinen der Trias. Dabei ist aber zu erwähnen, daß der Erzgang nach den bisherigen Erfahrungen nur in den Gesteinen der Grauwackenzone auftritt, in der überlagernden Trias hingegen noch nie beobachtet wurde. Eine weitere Eigenheit dieses Lagerstättenteiles ist, daß der Gang sich durch Abspaltung von Seitengängen auffiedert (Nebentrumbildung, siehe Taf. 3) und daß in den abgebauten oberen Gangteilen ein größerer Erzadel auftrat, der nach Auffassung der Bergleute an den sogenannten Hauptverwerfern, im allgemeinen Nordwest—Südost streichenden Störungen in die Tiefe versetzt wurde.

Zur Klärung der Tektonik am Westende des Mitterberger Ganges wurde vorliegende Detailaufnahme im Sommer 1942 durchgeführt. Es handelt sich dabei um den Raum zwischen dem Hochkönigmassiv im Norden, dem Hochkail im Süden, der Linie Taghaube—Dientener Sattel im Westen und dem Bereich der Stegalm im Osten. Dieser Raum wird von zwei ganz verschiedenen Gesteinsgruppen aufgebaut. Im Südtail herrschen die Gesteine der Grauwackenzone, im Nordteil die der Kalkalpen.

In der Grauwackenzone sind es mehr oder weniger stark metamorphe Tonschiefer und Quarzite paläozoischen Alters. Hauptgestein ist ein grauer Tonschiefer (Grauwackenschiefer engeren Sinnes), in dem mitunter weißliche Serizitschiefer und Serizitquarzite auftreten. Auch basische Eruptiva, Diabase und Grünschiefer, sind stellenweise eingelagert. Diese Gesteinsserie wird von einer zum Teil gröber klastischen überlagert. Ihre Hauptgesteine sind ein dunkelvioletter Tonschiefer, sowie dichte, zum Teil gebankte Quarzite, in denen gröbere und feinere Konglomerate auftreten.

Die Kalkalpen beginnen mit den Gesteinen der skytischen Stufe, die in diesem Bereich in drei Fazies ausgebildet ist. Die Fazies der „Grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ wird durch ein grünliches, toniges bis kieseliges Gestein vertreten, das in den meisten Fällen stark aufgelockert und dann breccienartig bis mylonitisch ist und nur an wenigen Stellen als wirklicher Tonschiefer ausgebildet ist. Diese breccienartigen Teile sind häufig stark verkieselt, die Hohlräume und Klüfte von Quarz- und Karbonatdrusen erfüllt. Die in ihnen nur ganz vereinzelt auftretenden, richtigen Tonschiefer führen gelegentlich Gips. Die zweite Fazies der skytischen Stufe ist die des Buntsandsteines. Hier herrschen hellrote Sandsteine mit deutlicher Kreuzschichtung und rote Tonschiefer. Örtlich treten in ihnen auch Konglomerate feineren Kornes auf. Nach oben werden die Sandsteine stärker tonig, gelblich bis bräunlich und führen in die Kalk-Dolomitfolge der Kalkalpen über. Die dritte Fazies ist eine Abart dieser

<sup>1)</sup> Die bergbaulichen Angaben sind nach dem Stande der Aufnahmen im Februar 1943 gemacht.

Buntsandsteinfazies, mehr ins weinrote hinüberspielende Sandsteine und Konglomerate, die durch leichte VerkieSELung verdichtet sind.

Die Verteilung dieser Fazies ist derart, daß die Grünen Werfener Schichten unmittelbar an die Gesteine der Grauwackenzone grenzen, während die Buntsandsteinfazies das unmittelbar Liegende der (höheren) triadischen Gesteine bildet. Die mehr weinroten Quarzite und Konglomerate dagegen fehlen dem Hochkönigsockel engeren Sinnes. Sie treten in tektonisch selbständiger Stellung auf. Außerhalb des betrachteten Gebietes liegt das nächste, größere Vorkommen derselben westlich am Fuße des Kollmannseck bei Dienten.

Über dem Buntsandstein folgen zunächst dunkelblaugraue, meist von weißen Kalkspatadern durchzogene Dolomite der anisichen Stufe (Gutensteiner Dolomit), die nach oben in hellen Ramsaudolomit übergehen. Es folgen die Gesteine der Raibler Schichten, überwiegend schwarze Tonschiefer (Reingrabener Schiefer), denen dünnere Kalk- und Dolomitlagen zwischengeschaltet sind. Diese Raibler Schichten bilden aber keinen geschlossenen Horizont, sondern keilen im Westen, im Gebiet der Taghaube aus, so daß hier der liegende Ramsaudolomit ohne Grenze in den oberen Hauptdolomit übergeht, auf welchen nach oben der Dachsteinkalk folgt.

Im Gelände treten besonders die Raibler Schichten als deutliches Grasband hervor, da die hangenden und liegenden Kalke und Dolomite in mehr oder weniger schroffen Felswänden abbrechen.

### Nordseite des Hochkail.

An der Nordseite des Hochkail zieht westlich des Troyboden eine schmale Schuppe Grüner Werfener Schichten durch. Sie ist erstmals am Weg vom Arthurhaus auf den Hochkail sichtbar, kurz bevor dieser Weg die Höhe des Troyboden erreicht. Sie kreuzt als schmale Zone den gleich westlich vorbeiziehenden Graben. In dem zum Josephi-Unterbau-Stollen hinabziehenden Graben ist sie hingegen in breitem Streifen erschlossen und tritt auch in allen Gräben weiter westlich, zum Teil in hohen Aufschlüssen, hervor. Ein letztesmal ist sie in dem vom Kirchsteinwald gegen die Barbara-Berghäuser hinunterführenden Graben in 1430 m Höhe aufgeschlossen. Gleich unterhalb stehen dunkle Grauwackenquarzite von geringer Mächtigkeit an, auf die helle, feinkörnige Quarzite folgen. Ganz ähnliche, helle Quarzite stehen in höheren Teilen dieses Grabens im orographisch Hangenden der Grünen Werfener Schichten an, hier nur etwas stärker verschiefert. Auch östlich dieses Grabens sind am Jagdsteig die Grünen Werfener Schichten noch deutlich sichtbar.

Im allgemeinen sind diese Grünen Werfener Schichten stark zertrümmert, verknetet und vielfach vollkommen mylonitisiert. Im Graben oberhalb des Josephi-Unterbau-Stollens liegt in ihnen ein etwa 2 m mächtiger, heller Quarzit, ganz ähnlich den soeben erwähnten Quarziten in den oberen und unteren Teilen des Grabens vom Kirchsteinwald gegen Barbara. Oberhalb des Josephi-Unterbau-Stollens liegt dieser Quarzit aber anscheinend vollkommen konkordant in den Grünen Werfener Schichten und geht ohne scharfe Grenze in

diese über. Seine Zuordnung in die Grauwackenzone oder in die skytische Stufe bleibt vorerst noch offen. Die westliche Fortsetzung der Grünen Werfener Schichten wird durch weit verbreiteten Kalk-Blockmoränenschutt verdeckt. Im Tale des Schrambaches stehen nur mehr Grauwackensteine an.

Ob die Grünen Werfener Schichten in den höheren Strecken des Bergbaues (Josephi-Unterbau- und Oberbau-Stollen, Mariahilf-Stollen) angefahren wurden, darüber stehen mir keine Angaben zur Verfügung. Da diese Werfener Scholle aber in den tieferen Hangteilen gegen den Schrambach nicht mehr zu Tage tritt, scheint sie nicht allzuweit in die Tiefe zu reichen.

In höheren Hangteilen des Hochkail liegt oft recht reichlicher Schutt von Gesteinen, die den Grünen Werfener Schichten von Mitterberg zum mindesten sehr ähnlich sehen. Er tritt schon östlich des P. 1652 auf und ist dann besonders häufig am Weg, der vom Viehstall oberhalb des Troybodens nach Westen führt.

F. Aigner<sup>2)</sup> gibt in seiner anlässlich des hundertjährigen Bestehens des Mitterberger Bergbaues erschienenen Arbeit eine Gangkarte, die im Josephi-Unterbau-Zubaustollen am Tagrand Grüne Werfener Schichten verzeichnet, während am Mundloch Grauwackenquarzite anstehen

#### Mitterberg—Grießfeld—Wiederacheck.

Die Wiederacheckalm ist ganz von den Grünen Werfener Schichten von Mitterberg aufgebaut. Diese sind auch hier brecciös bis mylonitisch entwickelt. Im Bereiche der höheren Horizonte des Bergbaues soll hier in ihnen Gips (Haselgebirge) angefahren worden sein.

Im Grießfeld breitet sich jüngerer Schutt in größerer Mächtigkeit aus. Von verschiedenen, früheren Bearbeitern des Bergbaues wurde die Ansicht geäußert, daß das Grießfeld noch in prähistorischer Zeit nicht so hoch von Schutt erfüllt war, da es sonst nicht erklärbar wäre, wohin die Ableitung der Grubenwässer aus dem damaligen, bronzezeitlichen Bergbau stattgefunden hätte.

#### Das Riedingtal<sup>3)</sup>.

Der weite Taltrog des Riedingtales schneidet mit vollkommen scharfen Rändern in die beiderseits liegenden, von Grünen Werfener Schichten aufgebauten und mit Moränenschutt überdeckten Almflächen ein. An den Talhängen sind stellenweise brecciöse, Grüne Werfener Schichten, Gebängebreccien und lokaler (kalkalpiner) Grundmoränenschutt sichtbar. Unterhalb der Riedingalm stehen an entblößten Stellen Gesteine des Buntsandstein an, verquarzte, gröbere Sandsteine und Konglomerate. Auch am Höhenweg gleich oberhalb

<sup>2)</sup> Franz Aigner: Die Kupferbergbaue der Mitterberger Kupfer-Aktiengesellschaft bei Bischofshofen. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 78, Wien 1930.

<sup>3)</sup> Die quartären Ablagerungen des Gebietes sind in einer getrennten Arbeit dargestellt: Werner Heißel: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet. Mit 1 Tafel, 1 Textfig. und 1 Tabelle (Zur Zeit zum Druck eingereicht).

dieser Alm ist im Schutt reichlich solches Buntsandsteinmaterial vertreten. Am Steig, der von der Riedingalm zur Kopphütte hinausführt, sind bald hinter der Abzweigung vom Weg zur Erichhütte im Schutt mehrfach Fallstücke eines paläozoischen Dolomites sowie stark verwitterte Stücke eines leicht eisenschüssigen Gesteines zu beobachten. Da sich diese Stücke in der streichenden Fortsetzung von Grauwackengesteinen finden, wie sie, gleicher Art, wenig westlich im Bereiche der Widdersbergalm tatsächlich anstehen, so ist die Annahme wohl nicht unbegründet, daß auch für diese Fallstücke das anstehende Grundgebirge nicht weit entfernt ist. Diese Annahme wird durch den Umstand verstärkt, daß wenig talaus am rechten Hang des Riedingtales wieder weinroter, schieferiger Buntsandstein mit feinen Quarzkonglomeraten, gleich dem unter der Riedingalm, ansteht und ebensolcher Buntsandstein bildet auf der Widdersbergalm tatsächlich das Liegende entsprechender Grauwackengesteine.

### Gebiet der Widdersbergalm.

Oberhalb der oberen Widdersbergalm stehen flach nordfallende, graue Phyllite an, wenig westlich oberhalb dieser flach nordfallender Buntsandstein, der normal von den Dolomiten der Mitteltrias überlagert wird. Auch in den Wiesen unterhalb dieser Alm kommen Grauwackengesteine unter dem Rasen zum Vorschein. Etwas westlich sind solche Gesteine in jenem seichten Graben erschlossen, der westlich des westlichen, großen erratischen Dolomitblockes vorbeiführt. Am Höhenweg zur Erichhütte stehen dunkle Phyllite an. Ihnen sind stark eisenhaltige Kalk-Dolomit-Ankeritlagen zwischengeschaltet, die oberflächlich in hochwertiges Brauneisenerz umgesetzt sind. Es ist dies eine Vererzung, wie sie etwa der am Kollmannsee bei Dienten entspricht. Diese Gesteine sind auch am Hang gegen den Trockenbach sichtbar. Sie überlagern hier weinrote Quarzite und Konglomerate des Buntsandstein.

Diese Grauwackengesteine der Widdersbergalm sind offenbar die östliche Fortsetzung eines Keiles paläozoischer Gesteine von überwiegend Dientner Schiefen unterhalb der Erichhütte und Schönfeldalm, der oberhalb der Dientner Alm ausläuft.

Die unteren Hangteile der Widdersbergalm werden von Grünen Werfener Schichten aufgebaut. Sie sind besonders im Graben westlich des P. 1435 erschlossen: oben grünlich-graue Tonschiefer, weiter unten stark brecciöse bis mylonitische Gesteine. Sie reichen bis zu den Wiesen des Elmaubauern hinunter.

Oberhalb der Kopphütte treten im dort liegenden Blockmoränenschutt mehrere kleine, aber sehr deutliche Erdfälle (Pingen) auf, deren größte einen oberen Durchmesser von 2 m und eine Tiefe von rund  $1\frac{1}{3}$  m hat. Es bleibt offen, ob es sich dabei um Nachstürze in lockerem Blockmoränenschutt handelt oder ob diese Erdfälle etwa auf Auslaugungen kleinerer Gipsvorkommen in den darunter anstehenden Werfener Schichten zurückzuführen sind. Schließlich könnte auch die starke tektonische Zerklüftung und Mylonitisierung des Grundgebirges an ihrer Bildung mitgewirkt haben.

Im gesamten Bereich der Widdersbergalm dehnen sich mächtige Ablagerungen der Schlußvereisung aus, Block- und Wallmoränen, örtlicher Grundmoränenschutt, Gehängebreccien und Gehängeschutt.

### Manndlwand-Südseite.

Über den Bau dieses Gebietes gibt am besten das Verhalten der Raibler Schichten Aufschluß, die hier die liegende, anisich-ladinische Dolomitserie von der hangenden, überwiegend norisch-rätischen Dolomit-Kalkserie trennen. Die Raibler Schichten ziehen als scheinbar waagrecht gelagertes Band unter der Manndlwand in Höhen um 1900 m durch. Westlich P. 1909 steigen sie tief zu den Wasserfallböden im Hintergrund des Riedingtales herab. Dadurch wird der Eindruck erweckt, als wären sie hier an Bruchflächen abgesunken. Unter der Manndlwand fallen sie etwa 60° Nord, westlich P. 1909 bei N 20° O Streichen 38° WNW, jedoch weisen die Grenzflächen gegen den liegenden und hangenden Dolomit vielfach bedeutend steileres Fallen auf, was auf örtliche Dislokationen an den Schichtgrenzen zurückzuführen ist. So fällt im Wasserfallboden der hangende, hier wohl noch karnische Dolomit mit 70° gegen Norden. Örtlich können auch Fallwinkel bis zu 80° gemessen werden.

Die Raibler Schichten selbst sind ein ziemlich gleichmäßig entwickeltes Band von schwarzen Reingrabener Schiefen, in denen im allgemeinen drei mächtigere Bänke von Dolomit, sowie dünnere Kalkbänke von schwankender Stärke vorkommen. An einigen Stellen ist zu beobachten, daß die Raibler Schichten mit dem liegenden und hangenden Dolomit verzahnen und daß außerdem verzahnende Lagen von Reingrabener Schiefen im Streichen über Mergel und Kalkmergel in Dolomit übergehen. Eine solche Stelle von Faziesverzahnung ist nördlich des P. 1909, eine andere im Wasserfallboden.

Gleich westlich P. 1909 liegt die sogenannte Manndlwandstörung des Bergbaues. Hier sind folgende Erscheinungen zu beobachten: In tiefen Schluchten steigen die über P. 1909 herüberziehenden Raibler Schichten um rund 300 m ab. Dieses Absteigen des Schichtausstriches ist aber nicht durch ein Absinken des westlichen Flügels an einer Störung bedingt, sondern lediglich die Folge des steilen Nordfallens und des morphologischen Rückspringens des Geländes. Wohl sind im Grunde der Schlucht auch außerhalb des geschlossenen Raibler Bandes einige Fetzen schwarzer Schiefer zu beobachten, doch scheint ihr Auftreten hier mehr auf die oben erwähnte Faziesverzahnung zurückzuführen zu sein, als auf tektonische Einquetschung. Jedenfalls zeigen die Ost—West streichenden Raibler Schichten überhaupt keine irgendwie nennenswerte Schichtverstellung. Ihre einzelnen Bänke ziehen vollkommen ungestört durch, abgesehen von Klüftung mit Schichtverstellungen in Form kleiner Blattverschiebungen und Sprunghöhen unter 1 m. Aber östlich des P. 1909 liegt eine Südost fallende Störung. Sie ist besonders im Gutensteiner und Ramsadolomit zu beobachten. In den hangenden Raibler Schichten tritt sie jedoch nicht in Erscheinung. Nach oben setzt sie sich in einer Kluft fort, die die Zacken der Manndlwand vom Bratschenkopf

trennt. Das Streichen dieser Störung ist dem der sogenannten Westbrüche des Bergbaues entgegengesetzt. Wohl entsprechen diesen aber nach Lage und Fallen Klüftungen, die besonders in den oberen Kalk- und Dolomitmassen der östlichen Mannldwand reichlich auftreten, die aber hier, wenn überhaupt, so nur eine Schichtverstellung von höchstens einigen Metern bewirken.

### Das Erzvorkommen unter der Taghaube.

Im Hangenden der Werfener Schichten (Buntsandstein) liegt an der Südostkante der Taghaube ein Vorkommen von stark limonitischem Spateisenerz. Es wurde vor Jahren durch Schurfbanten (Stollen- und Tagbau) untersucht und ist derzeit in einer maximalen Mächtigkeit von etwa 10 m erschlossen. Der Spateisenstein ist eine typisch metasomatische Lagerstätte und zeigt teilweise auch heute noch die Strukturen des ursprünglichen Kalkes, beziehungsweise Dolomites, dessen liegendste Teile vererzt sind. Im Hangenden treten auch noch im Gutensteiner Dolomit, besonders in seinen Breccienlagen, leichte Vererzungen auf, in Form von Breccien mit eisenhaltigem Bindemittel. An einer Stelle ist auch eine größere Linse von Spateisen (limonitisch) im Dolomit vorhanden. Das Auftreten dieses Spateisens entspricht vollkommen dem meist stärker limonitisierten Eisenerzlagern von Werfen—Bischofshofen. Hier wie dort bilden die Werfener Schichten, beziehungsweise der Buntsandstein das Liegende, das Hangende Gutensteiner Dolomit. Die größte Ähnlichkeit hat ein Erzvorkommen am Südhang des Dürnberges im Gainfeldtal bei Bischofshofen, wo ebenfalls nur schwach zersetzter Spateisenstein auftritt, der Spuren von Kupfer- und Schwefelkies führt.

Im Erzvorkommen unter der Taghaube treten stärker verkieselte Zonen sowie richtiger, milchiger Gangquarz auf. In diesen Zonen kommt auch gelegentlich Kupfer- und Schwefelkies vor. In der Lagerstätte eine karbonatreiche Fortsetzung des Mitterberger Ganges, etwa nach Art ankeritischer Teile des östlichen Gangabschnittes (Götschenberg) zu erblicken, ist vollkommen unbegründet. Wohl entspricht die (jüngere) Durchsetzung mit Quarz und die damit in Zusammenhang stehende örtliche Verkieselung mehr den richtigen Gangvererzungen dieses Gebietes. Hier dürfte aber das Auftreten der Quarzgänge im Eisenerz mit einer tektonischen Auflockerung an einer, die Grenze Buntsandstein—Gutensteiner Dolomit benützenden Störung zusammenhängen. Überhaupt ist die Lagerstätte ziemlich stark durchbewegt. Vielfach sind, mitunter stärkere, hämatitische Beschläge auf kleinen Rutschflächen, oder auch tiefschwarze, glaskopffartige Krusten zu beobachten. Die Kupfer- und Schwefelkiesführung dürfte einer jüngeren Vererzungsphase entstammen. Dabei sei erwähnt, daß Kupfererze in anscheinend geringeren Mengen auch noch in höheren Teilen der Hochkönig-Trias auftreten, so im Gutensteiner und Ramsaudolomit des Blühnteck-Kammes bei Werfen. Die Eisenerzlagerstätte an der Taghaube ist jedenfalls den gleichartigen Lagerstätten von Werfen und Bischofshofen zuzuordnen.

## Geologisches Gesamtbild.

Es ergibt sich, daß als die Haupttrennungslinie zwischen Grauwackenzone und Trias jene Fuge zu betrachten ist, die die Grünen Werfener Schichten von den höheren Grauwackengesteinen, den Quarziten und dunkelvioletten Tonschiefern trennt. Sie ist im zu betrachtenden Bereich erstmals in der nächsten Umgebung des Arthurhauses genauer feststellbar. Eine zweite aufgeschlossene Stelle liegt an der Ostseite des Riedingtales, nächst der alten Ruperti-Berghalde. In beiden Fällen grenzen Grauwackenquarzite, die von zahlreichen, feinen Klüfflflächen durchsetzt sind, an grob-brecciöse bis feinere, fast sandige, mylonitische Grüne Werfener Schichten. Diese brecciös-mylonitische Auflockerung könnte einerseits auf eine Auslaugung von Gips zurückzuführen sein, anderseits auf tektonische Zertrümmerung. Gips wurde in seltenen Fällen auch tatsächlich in den Grünen Werfener Schichten gefunden, bei Dienten auf Klüften, nach den Angaben der Bergbauberichte in den höheren Strecken des Bergbaues. In größeren Mengen und in Form eines richtigen Haselgebirges fehlt er jedoch den Grünen Werfener Schichten. Richtiges Haselgebirge, wie es an der Nordseite des Gainfeldtales ansteht, gehört hier in den Faziesbereich des Buntsandsteines. Es zeigt sich aber, daß die brecciös-mylonitische Auflockerung stets mit der Annäherung an Störungen zunimmt (zum Beispiel westlich des Troyboden). Es ergibt sich daraus, daß die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg tatsächlich tektonische Bildungen sind, wofür auch ihr gleichartiges Auftreten an räumlich getrennten Stellen spricht (entlang des ganzen Kalkalpensüdrandes zwischen Dienten und Hütten). Auch konnten an der Grenze der Grünen Werfener Schichten zu den Grauwackengesteinen nirgends Transgressionsprodukte festgestellt werden. Die Grenze zwischen diesen Gesteinen ist mithin eine tektonische. Auch die alten Bergbauberichte erwähnen in der Nähe der Grenzzone eine Häufung von Rutschflächen.

Nach der Grubenkarte reichen die obersten Abbausohlen südlich des Arthurhauses ein gutes Stück unter die jungen Schnttmassen des Griebfeldes (Mitterbergalm) hinein. Die Pingen über dem prähistorischen Berghau schneiden jedoch scharf schon am Rande des Griebfeldes ab. Nach dem Ausstrich der Störungsfläche sollte man auf ein steiles Einfallen derselben schließen. Dagegen spricht allerdings das Vorreichen der oberen Abbaue. Daß der Kupfererzgang aber nirgends in die Grünen Werfener Schichten hineinreicht, wurde bereits hervorgehoben.

Die Grenze zwischen Grauwacke und Grünen Werfener Schichten ist östlich des Riedingtales auch noch außerhalb des zur Betrachtung stehenden Bereiches scharf. Dagegen ist sie westlich dieses Tales sehr undeutlich. Hier verhindern zunächst ausgedehnte und mächtige, quartäre Schnttmassen besseren Einblick und im Gebiete des Feller Baches stehen grüne, den Werfenern sehr ähnliche Tonschiefer in Wechsellagerung mit echten Grauwackengesteinen. Eine Klärung kann hier erst durch eine genaue Untersuchung auch im Aufnahmegebiete von Theodor O h n e s ö r g e, Blatt 5050/3, erzielt werden.

Nach Lage der Störung ist zu vermuten, daß die von einer Sumpfwiese erfüllte Verflachung südlich der Kopphütte zufolge selektiver Erosion auf diese Störungsfläche zurückgeht.

Auf Franz Aigners<sup>1)</sup> Gangkarte (siehe Taf. 3) ist im Johann-Barbara-Zubaustollen die Grenze der Grauwacken (vermutlich Quarzite) zu den Grünen Werfener Schichten als eine 33° gegen Nordosten einfallende „Auflagerungsfläche“ eingetragen. Leider fehlen Angaben darüber, ob diese Fläche rein stratigraphisch und ungestört, oder ob sie tektonisch ist. Ihr verzeichnetes Streichen paßt weder zum Obertagausstrich der Störung noch zu den sogenannten Westbrüchen. Wohl aber stimmt ihre Lage mit Störungen überein, wie sie im Bergbau mehrfach zu beobachten und auch auf Aigners Gangkarte eingetragen sind mit Südwest—Nordoststreichen und Ostfallen. Ich möchte daher annehmen, daß auch diese Auflagerungsfläche nicht primär-stratigraphisch ist, sondern eine jüngere, tektonische Fläche mit geringer Schichtverstellung. Sie ist etwa den Störungen im Horizonte des Josephi-Unterbaustollen zu vergleichen.

Im gesamten ist anzunehmen, daß die Grenzfläche zwischen Riedingtal und Arthurhaus Südwest—Nordost streicht und mit 25—30° gegen Nordwesten einfällt. Es wäre daher auf der 7. Sohle mit einer Abbauhöhe von etwa 100 m zu rechnen. Beim Vortrieb dieser Strecke stellte sich im Westen zunehmend starker Druck ein, der oft in kurzer Zeit das sehr stark ausgebaute Streckenprofil um die Hälfte und mehr zusammendrückte. Eine Beziehung dieser Druckhaftigkeit zu einer in der Nähe befindlichen Störung liegt auf der Hand. Auch konnten im Westteil der 7. Sohle ziemlich häufig mit der Stollenachse gleichgerichtete Gesteinsverstellungen (Rutschflächen) beobachtet werden.

### Die Westbrüche.

Beim Vortrieb der Strecken gegen Westen wurden im Bergbau mehrfach Störungszonen durchfahren, die den Erzgang stärker als die zahlreichen anderen Bewegungsflächen versetzen. Sie wurden als die Hauptverwerfer (I, II, III, IV) bezeichnet (siehe Taf. 3). Für sie wurde ein Streichen um die Südost—Nordwestrichtung bei westlichem Einfallen festgestellt. Diese Störungen sind meistens mit einer mehr oder weniger starken Quetschzone verbunden. In ihr sind die Grauwackenschiefer zu schwarzen, graphitischen Schiefem umgewandelt, die von zahllosen größeren und kleineren Rutschflächen durchsetzt sind. Bei vorsichtigem Abblättern solcher Harnische zeigt es sich, daß die Richtung der Strömung durchaus nicht gleichbleibend ist, sie vielmehr aus der Falllinie des Blattes in die beiderseitigen Diagonalen hineinreicht. Meinen Beobachtungen hierüber sind nur die Aufschlüsse der 7. Sohle zugänglich gewesen, wozu noch ein Aufschluß in der Nähe des Westschachtes auf der Ruperti-Strecke kommt. Hier ist nächst des Westschachtes eine Ost—West-streichende, 20° Süd fallende Mylonitzone angefahren. Aus den Grubenkarten der 7. und 5. Sohle ist zu entnehmen, daß dem I. Hauptverwerfer eine Scherenbewegung entspricht. Im Erzgang auf der 5. Sohle ist nämlich der Ostteil (= das Liegende der Störung) im Norden und der

Westteil (= das Hangende der Störung) im Süden. Auf der 7. Sohle hingegen ist es an derselben Störung gerade umgekehrt. Dieses Verhalten läßt sich aber räumlich mit einem bloßen Absinken des Westflügels nicht erklären, sondern nur mit einer scherenförmigen Bewegung. Das Auseinanderweichen der verschobenen, beiderseitigen Gangteile erfolgt dabei nach Art einer sich öffnenden Schere. Die oberen Teile (= Scherenmesser, 5. Sohle) haben entgegengesetzte Bewegungsrichtung zu den unteren Teilen (= Scherengriff, 7. Sohle). Gleiches ist auch an derselben Störung am Hauptgang in der 4. und  $\frac{1}{2}$ 5. Sohle zu beobachten. Auch hier verschneiden die Kreuzlinien des Ganges mit der Störungsfläche einer geöffneten Schere entsprechend. Auf der 4. Sohle ist der Gang im Hangenden der Störung gegenüber dem „stehengebliebenen“, liegenden Teil nach Norden verschoben, auf der  $\frac{1}{2}$ 5. Sohle dagegen nach Süden. Auf der 5. Sohle liegen die Verhältnisse gleich, wie auf der  $\frac{1}{2}$ 5., während auf der 7. Sohle wieder die der 4. Sohle entsprechende Stellung vorliegt. Der II. Hauptverwerfer zeigt auf der 5. und 7. Sohle keine seitliche Verstellung des Erzganges. Ob sich dieses Bewegungsbild nicht bei genauerer Kenntnis der Verhältnisse auf den höheren Strecken, auf denen die Ausrichtungsarbeiten nicht so weit vorgetrieben wurden, weiter komplizieren würde, muß offen bleiben. Auf jeden Fall entspricht dieses Störungsbild aber in keiner Weise einem bloßem staffelförmigen Absinken des westlichen Gangteiles.

Es ist zu betonen, daß obertag von den im Bergbau angefahrenen Störungen nichts zu beobachten ist. Allerdings sind die Aufschlüsse in der Grauwackenzone nicht immer häufig und nördlich schließt die Schuttverkleidung des Grieffeldes an. Träten durchgreifende Störungen im Sinne der Westbrüche auf, so müßten sie obertägig am besten im Raibler Horizont und in den liegenden und hangenden Dolomit-Kalkgesteinen zu beobachten sein. Auf die hier auftretenden Störungen wurde aber schon bei Besprechung der Manndlwand-Südseite eingegangen und dabei festgestellt, daß den Westbrüchen höchstens eine Klüftung mit Schichtverstellungen im Ausmaß von wenigen Metern entspricht.

Auch E. Böhne<sup>4)</sup> hat festgestellt, daß die Westbrüche anscheinend nicht in die Trias hineinreichen und daraus folgert, daß sie entweder älter als die Trias selbst sein müssen, oder älter als die Störung, an der die Trias auf den Grauwacken auflagert. Ein derartig hohes Alter der Westbrüche ist aber vollkommen unwahrscheinlich. Vielmehr gehören diese Bewegungsflächen wohl einer jungen, wenn nicht jüngsten Bewegungsphase der alpinen Tektonik an. Übrigens scheint die Verbindung der in den oberen Strecken angefahrenen Störungen durchaus noch nicht eindeutig geklärt zu sein. Während K. Zschocke und E. Preuschen<sup>5)</sup> sie als Nordwest—Südost streichend bezeichnen, gibt ihnen E. Böhne<sup>4)</sup> Nordsüd-Streichen.

<sup>4)</sup> E. Böhne: Die Kupfererzgänge von Mitterberg in Salzburg. Gangverhalten und Erzfolge. Archiv für Lagerstättenforschung. Heft 49, Berlin 1931.

<sup>5)</sup> K. Zschocke und E. Preuschen: Das urzeitliche Bergbauggebiet von Mühlbach—Bischofshofen. Materialien zur Urgeschichte Österreichs. 6. Heft, Wien 1932.

Es wäre möglich, daß auf Grund alter Bergbauberichte an Hand der Grubenkarten noch einiges zur Klärung dieser Frage beigebracht werden könnte. Daß die Westbrüche aber keine einfachen Staffelbrüche sind, ist bereits erwiesen.

### Zusammenfassung.

Der geologische Bau am Westende des Kupfererzerganges von Mitterberg wird durch ausgeprägte Verschuppungen an um die Ost—West-Richtung streichenden, Nord fallenden Störungen mit Überschiebungscharakter gekennzeichnet. Der Erzgang steht auf diese Flächen annähernd senkrecht und wird von ihnen abgeschnitten. Er findet in der Schuppenzone und damit in der Trias überhaupt keine Fortsetzung.

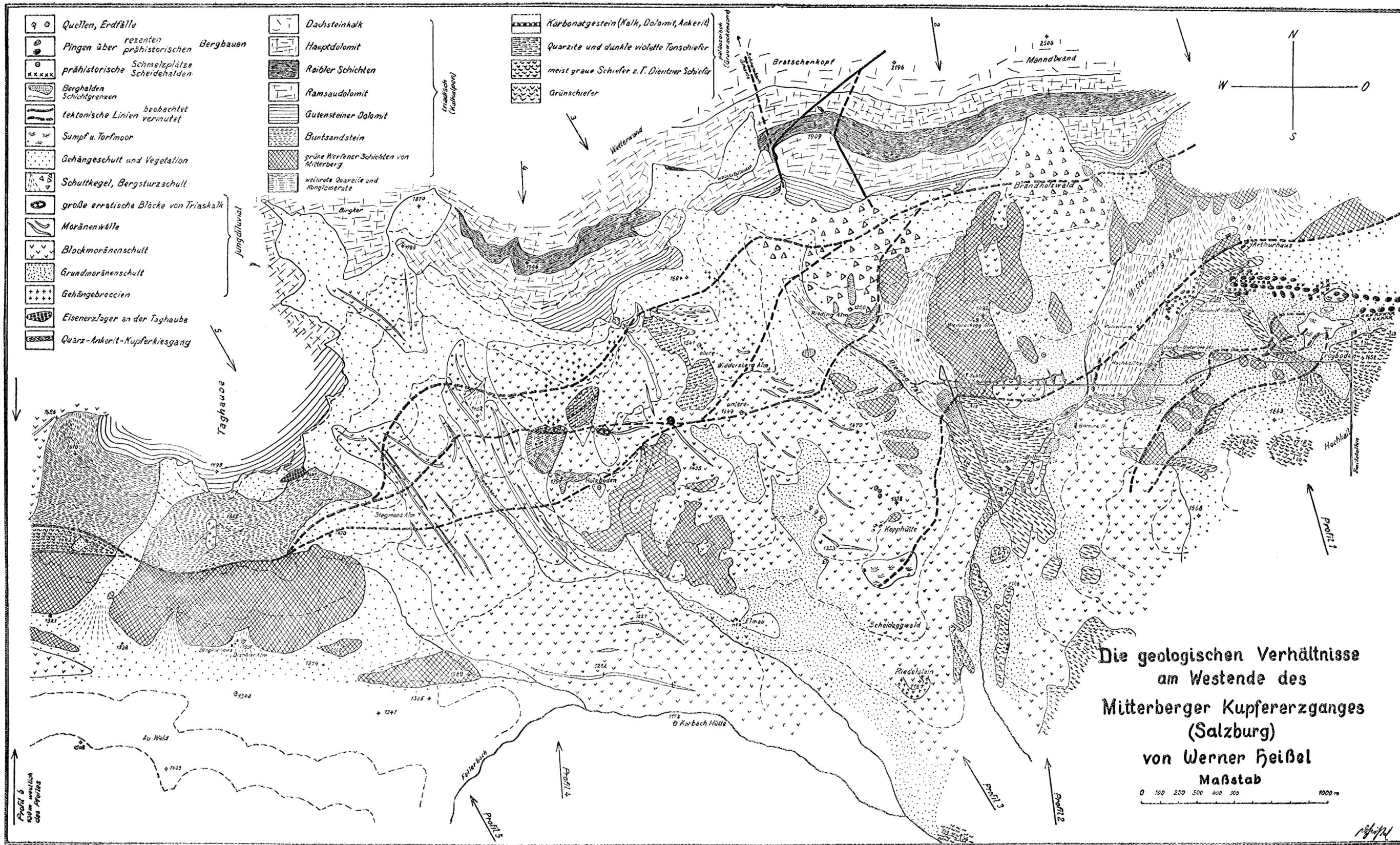
Die Überlagerung der Grauwackengesteine durch die der skytischen Stufe ist keine primär-stratigraphische (transgressive), sondern eine tektonische.

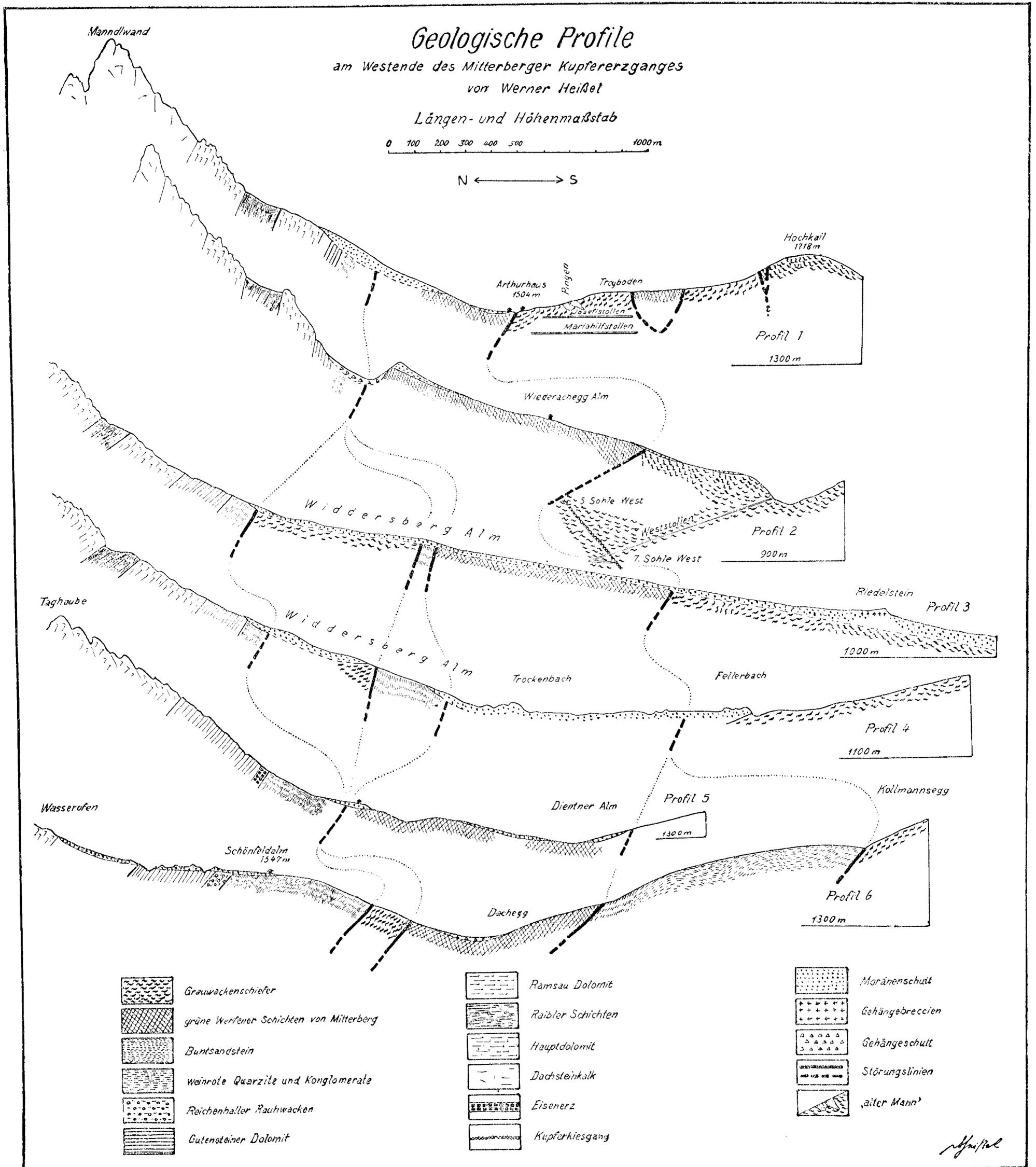
Die Westbrüche des Bergbaues sind keine einfachen Staffelbrüche. Unter ihnen sind Störungen mit seitlicher, scherenförmiger Bewegungsrichtung vertreten. Diese Störungen sind obertag nicht nachweisbar. Auch ein treppenartiges Rückspringen der Ost—West gerichteten Störungen (Überschiebungen) an, den Westbrüchen entsprechenden, Störungen ist nicht gegeben. Das Bewegungsansmaß der Westbrüche muß sich demnach in Grenzen halten, die sehr gering sind und nur in unternägigen Aufschlüssen freigelegt werden.

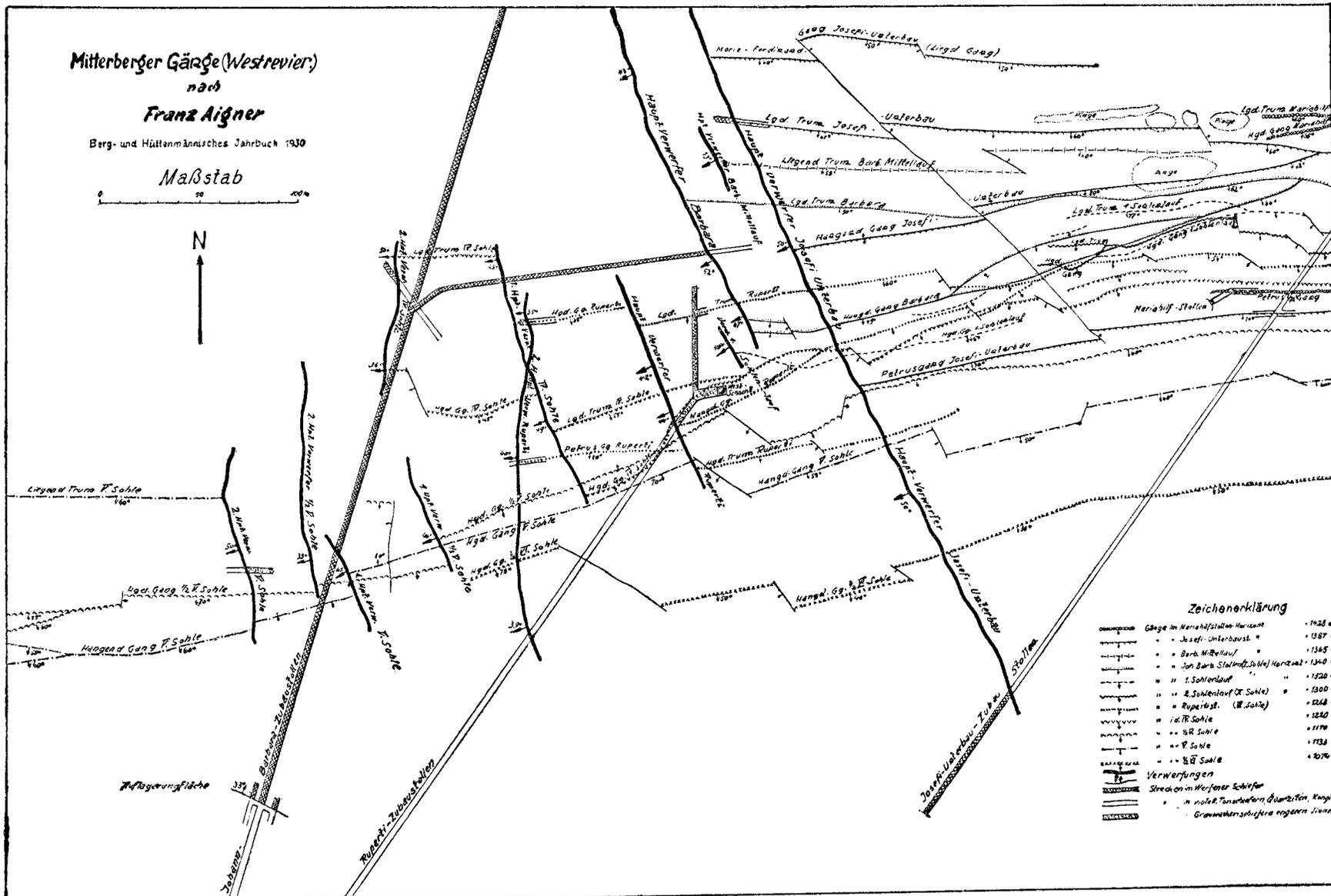
Ein genetischer Zusammenbang zwischen dem Kupfererzgang und der Eisenerzlagerstätte an der Taghaube besteht nicht. Diese ist eine metasomatische Lagerstätte vom Typus derer von Werfen—Bischofs-hofen.

Die skytische Trias-Stufe der Hochkönig-Basis ist in drei Fazies entwickelt, die gleichzeitig getrennten tektonischen Einheiten angehören.

Die Verschuppung an der Kalkalpen-Grauwackengrenze ist nicht auf den hier betrachteten Bereich beschränkt, sondern fast am gesamten Kalkalpen-Südrand zwischen Saalfelden und Hüttau (= Blatt 5050, St. Johann i. Pongau 1: 75.000) zu finden.









# Die alpine Metallogenese.

Von **W. Petrascheck**, Leoben.

Mit 1 Tafel und 4 Textabbildungen.

Lange schon kennt man das zonenweise Auftreten vieler ostalpiner Erz- und Minerallagerstätten. Viel deutlicher und bis in die Westalpen erkennbar, wird diese Zonung, wenn man jene Lagerstätten, welche die alpinen tektonischen Phasen bereits mitgemacht haben, von jüngeren unterscheidet, die jünger als der postkretazische Deckenbau der Ostalpen sind. Alpine Metallogenese will ich im Folgenden diese Erzfolge nennen. Im Ganzen sind sie eine einheitliche Bildung, deren tektonisches Erleben nicht viel größer ist, als jenes der miozänen Braunkohlen der Ostalpen, also saxonische Tektonik. Mannigfachen Beifall fand diese Unterscheidung und die daraus folgende, einheitliche Auffassung der Entstehung großer Lagerstättenkomplexe. Nach und nach kamen auch kritische und abfällige Anmerkungen zum Vorschein. Mißverständnisse spielen dabei eine Rolle. Diese aufzuklären und eigene, neuere Erfahrungen anzuschließen, geeignet, manches schärfer als einst zu erfassen, ist die Aufgabe dieser Seiten.

## **Prae- und posttektonisch.**

„Jünger als die Hauptphasen der Gebirgsbildung“ schrieb ich 1926 von den drei verbreitetsten Typen ostalpiner Lagerstätten, die „selbst nur mehr Zeichen einer germanotypen Tektonik aufweisen“. „Jünger als die kretazische Tektonik und wahrscheinlich auch jünger als die alltertiäre Faltung, da die Lagerstätten nur die Spuren germanotyper Tektonik erkennen lassen, Bruchbildung begleitet von lokaler Mylonitisierung“, also „Mineralisierung in das Oligocän oder älteren Miocän einzureihen“ war auch das Ergebnis späterer (1932) Darlegungen. Aus diesen Worten wurde posttektonisch gemacht und die Frage post-, para- und praetektonisch wurde wiederholt erörtert. Weil ich darauf hinwies, daß die metallogenetischen Zonen über die verschiedenen tektonischen Einheiten hinweggreifen, wurde darauf verwiesen, wie die Tektonik Wegsamkeit oder Unwegsamkeit (Permeabilitätsgrenzen) bedinge, als ob dies anders überhaupt denkbar wäre. Posttektonisch kommt strengst genommen überhaupt nicht in Betracht, weil im Alpenraum die tektonischen Vorgänge heute noch nicht beendet sind, wie, um nur ein Beispiel aus einem Erzbergbau zu nennen, Tschernig an den Bleivorkommen von Bleiberg zeigen konnte. Der Deckenbau war beendet, als die alpine Metallogenese

einsetzte. Es gab eine Auffassung (Granigg), die im Gegenteil wegen des Deckenbaues der Lagerstätten die Tiefe wegnehmen wollte, als ob sie durch die Decken zonenweise nebeneinander gelegt worden wären. Theoretisch sollten Lagerstätten (z. B. Gänge), die jünger als der Deckenbau sind, durch die Decken hindurchgreifen, wie es am Seekar der Fall ist. Wenn das in der Regel nicht zutrifft, so liegt das am Gesteinswechsel, den der Deckenbau zur Folge hat und an jüngeren, posthumen, aber unbedeutenden Verschiebungen, wie sie unten von der Achsel im Pinzgau geschildert werden, wo der Gang in einer jüngeren Überschiebungszone wohl zerstückelt ist, aber die Gangzone in der Nähe auch in der Tiefe vorhanden ist. Torngquist wies auf verschiedene Bewegungsspuren, die ostalpine Erze im Handstück oder Dünnschliff erkennen lassen, hin. Er war geneigt, darin Merkmale verschiedener tektonischer Phasen zu erblicken. Bedenkt man, welche Lagerungsveränderungen jede tektonische Phase bewirkt, so müßte es geradezu als verwunderlich erscheinen, wenn ein Gang derart wieder aufreißt, daß genau in der alten Spalte sich Erz und Gangart der jüngeren Phase wieder absetzen. Mindestens sollte man annehmen, daß die jüngeren Phasen wenigstens hie und da ins Nebengestein übergreifen, um weiterhin wieder in den alten Weg der ersten Gangspalte zurückzukehren, wie es nach Kettners Darstellung die Erzgänge von Prziham in den Diabasgängen tun. Ein solches Abweichen von der alten Spur ist aber bei keinem der vielphasigen Gänge unserer Alpen bekannt geworden. Wohl weist Friedrich darauf hin, daß Thermen als Nachzügler von Vulkanen früherer tektonischer Phasen heute noch zutage kommen. Das heißt aber doch nur, daß sie heute noch ihren Weg nach oben finden, nicht aber, daß sie immer den gleichen Weg nehmen. In der Tat kennt man in und abseits von Thermalgebieten Klüfte und Gangspalten, die erkennen lassen, daß sie einst Thermen als Weg gedient haben. Es wurde (Schwinnner) sehr bemängelt, daß ich die Alpenkarte von Staub als Grundlage wählte, um die zonare Anordnung der jungen Erzlagerstätten drastisch vor Augen zu führen. Ich tue das auch heute wieder, weil Staub in Bezug auf die Deckentektonik einen extremen Standpunkt einnimmt. Wenn diese tektonische Deutung die Erzzenen nicht durcheinander bringt, wieviel weniger wird es jede gemäßigte Auffassung tun. Wollte aber heute überhaupt noch jemand solchen Deckenbau leugnen, dann braucht er in der Literatur nur um zirka 100 Jahre zurückzugehen und er wird finden, daß schon Haner und Fötterle in ihrem Buche die Lagerstätten der Zentralalpen, Grauwackenzone und Kalkalpen unterschieden, wobei sie allerdings außer der alpinen Metallogenese auch ältere Lagerstätten aus den genannten Zonen anführten, also nicht die Auswahl trafen, auf die es mir gerade ankam.

Daß der Deckenbau fertig war, als die Lagerstättenbildung eintrat, dafür geben Friedrich und Schwinnner zahlreiche Beispiele, denn beide belegen den Einfluß germanotyper Tektonik auf das Entstehen der Erze des hier besprochenen Typus der alpinen Metallogenese. In den südlichen Kalkalpen sind es die großen jungen, noch das Miozän dislozierenden Brüche, wie der Savebruch, der Dobratsch-

bruch, der Draubrunder, die Villnösline, die Judicarienlinie von Meran, welche als Erzbringer fungierend, jeder eine Gruppe junger, aber verwandter Bleizinklagerstätten geliefert haben. In Nordtirol sehen wir gleiche Wirkung an tief eingreifenden Deckengrenzen (Lechtaler Alpen) und Schuppen (Karwendel). Weiter im Osten ist das der Fall in der Schuppenzone am Südrande der Kalkalpen (z. B. Dachsteingebiet) oder an der Grenze der Ötscher- und Lunzer Decke. Es scheint, daß dort, wo solche junge Fugen einen Weg durch die skytische Stufe an der Basis der Kalkalpen bahnten, die Thermen einen Ausgang nach oben finden konnten, wobei sie sicher, ebenso wie in Oberschlesien, den Weg noch durch kaltes Grundwasser nehmen mußten. Permeabilitätsgrenzen oben, sowie breit und tief wurzelnde, reaktionsfähige Kalke begünstigen nach den Beobachtungen Kerns die Entstehung größerer Sideritlagerstätten in der Grauwackenzone. Gleiches gilt für den Magnesit, denn alle großen Vorkommen der Alpen stecken in steil stehenden Kalken, gleichgültig welchen Alters, nahe an Schuppen mit stark verschiefertem Gestein.

Ich brauche nicht zu wiederholen, was ich schon über das Gefüge gesagt habe. Örtliche Deformation desselben im kleinen, entsteht naturgemäß im Gefolge späterer schwächerer Tektonik. Aber daß immer wieder große Erzkörper, ganze Lagerstätten von oft ansehnlichem Umfang geschont geblieben sind, während das Nebengestein infolge der kimmerischen, austrischen, lamarischen, pyrenäischen Phase regionalmetamorphosiert, geschiefert oder wenigstens geklüftet und gefaltet wurde, wird niemand annehmen wollen.

Die zwei Schuppen des Erzberges waren zur Zeit der Erzbildung zusammengeschweißt, sonst würde nicht der Zwischenschiefer von beiden Seiten her Serizitisierung und andere Merkmale thermaler Metamorphose aufweisen. Die engen Synklinen von Werfener Schiefer mit dem Kalkkonglomerat an der Basis waren am Erzberg zur Zeit der Vererzung schon eingefaltet. Denn nur so erklärt es sich, daß gepreßtes und geflasertes Konglomerat (die Flaserung kann sich bis zur Ausbildung von Kalkschiefer steigern) unvererzt blieb, während das normale Konglomerat vererzt wurde. Es geht das so weit, daß ein geschonter und eckiger Kalkbrocken inmitten eines ausgewalzten Konglomerates zu Ankerit wurde, die hreit gedrückten Gerölle ringsum nicht. Analoges zeigt die Lagerstätte selbst: massiger und reiner Kalkstein lieferte Erz, auch Kalkschiefer, das heißt, Kalk mit viel dünnen Schieferbestegen wurde zu Erz. Wo aber aus dem Kalkschiefer durch Verknetung ein Tonflaserkalk geworden ist, dort ragt dieser unvererzt in den Siderit hinein. Wir nennen dies selektive Metasomatose und sehen daran, daß die tektonische Verformung des Kalkes ihm reaktionsunfähig macht.

Im Gegensatz dazu sind die beiden Schuppen in Veitsch nach der Mineralisierung entstanden.

### Jüngere tektonische Bewegungen.

Wenn auch zur Zeit der Entstehung der Lagerstätten der Bau des Gebirges, also die alpine Deckentektonik, fertig war, so kann man

doch fast allerorts kleine Spuren und Folgen jüngerer, mitunter angesprochen posthumer Bewegungen wahrnehmen, die die fertige Lagerstätte in dem fertigen Faltenbau betroffen haben.

Kieslinger, der auf Grund zahlreicher guter Beobachtungen ein anschauliches Bild vom Gebiete der Golderzgänge in den östlichen Hohen Tauern entwirft, betont, daß die Mallnitzer Mulde von den Gängen durchschnitten wird, was auch die Vollendung des Imhof-Unterbau-Stollens gezeigt hat. Geradeaus setzen die Gänge oft genug bis in die Falten der Schieferhülle im Norden fort. Oft aber sehen wir längs der Gänge einen Harnisch, eine jüngere Bewegungsspur, und zwar gewöhnlich nur auf einer Seite. Nicht immer folgen diese Harnische genau der alten Gangspalte. Sie können vorübergehend von ihr abweichen, und ich glaube es könnte lohnen, die bei forciertem

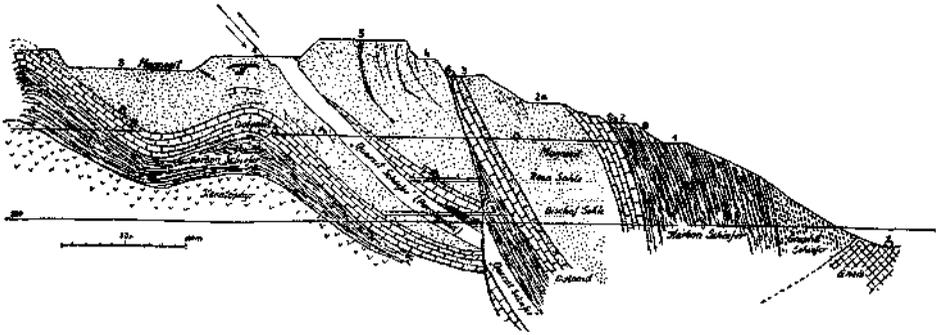


Abb. 1.

Querschnitt über den Sattlerkogel in Veitsch.

Schuppenbildung in der fertigen Lagerstätte. Durch Weglassung kleinerer Querbrüche etwas schematisiert.

Betriebe entstandenen Ausrichtungen daraufhin zu prüfen, ob sie nicht vielleicht gelegentlich an solchen Harnischen die Gänge verloren haben, wie es in einem anderen Ganggebiet der Hohen Tauern nachweislich der Fall gewesen ist. Auch der alte Bergmann kannte die Fäulen, die die Gänge z. T. abschneiden und von deren Ausstrich Kieslinger vortreffliche Bilder gab. Auch der in den letzten Jahren aufgefahrene Parzisselbau zeigt diese jungen Spalten mit junger descendenter Mineralausfüllung. Hier handelt es sich um posthume Bewegungen in der alten Richtung.

Die geologische Karte, die Cornelius für die Grauwackenzone bei Veitsch geliefert hat, zeigt, daß ein beträchtlicher Querbruch die Magnesitlagerstätte verwirft. Eine andere Darstellung ließ der Maßstab seiner Karte nicht zu. In Wirklichkeit ist eine Schar kleiner, nicht immer paralleler SO—NW-Sprünge im Tagbau z. T. leicht überblickbar vorhanden, die anfänglich treppenartig ansteigen. Sie durchschneiden auch die jüngste Mineralfüllung der Lagerstätte, die Milchquarzgänge, die meist unregelmäßig auftreten. Hier handelt es sich um jüngere Querbrüche, wie sie an vielen Orten in der Grauwackenzone wahrzunehmen sind. Oft ist erkennbar, daß sie jünger sind, als die Versenkung des Braunkohlenmiozäns. Durch das Veitsch-

tal selbst muß ein größerer derartiger Bruch gehen, denn die beiden Talseiten beim Magnesitwerk korrespondieren nicht.

Am Erzberg ist das Kalkdreieck durch jüngere Sprünge gehoben. Ich selbst verwies auf den Christof-Verwurf, als postsideritisch. Kerns neueste Darstellung zeigt, daß er nur einer von mehreren gegen Nord sich scharenden und in eine Kniefalte übergehenden Sprüngen ist. Auch Haberkfelner zeichnet in seiner Karte eine ganze Schar solcher geradliniger Verwürfe ein, allerdings zum Teil auch in Abschnitten des Berges, wo man über das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein solcher Sprünge nicht diskutieren kann. Die von Hiessleitner erkannte Radmer Störung ist nach diesem Autor älter als die Trias, der Christofverwurf aber jünger als diese und jünger als das Erz.

Wohl alle alpinen Erzlagerstätten zeigen solche kleine tektonische Versetzungen, die schwache Nachzügler des heute noch nicht vollendeten, großen tektonischen Geschehens vor der Erzlagerstättenentstehung sind.

### **Die Erzgänge von Hollersbach, eine eingeschobene Lagerstätte im Bereich der Hohen Tauern.**

In der Schieferhülle des Zentralgneises des Großvenedigers befindet sich auf der Achselalm eine Blei-Zink-Lagerstätte, über die vor einigen Jahren Leitmeier berichtet hat. Als in den Jahren 1927/28 der Bergbau untersucht wurde, hatte ich sowohl bei den, sehr gründlichen Vorbereitungen, wie bei Abschluß der Grubenarbeiten die Möglichkeit eingehender Studien, auf Grund derer der Bericht Leitmeiers, der die Grube erst nach Einstellung befahren konnte, ergänzt werden kann.

Die genannte Schieferhülle besteht zwischen dem Hollersbachtal und dem Habachtal aus Prasiniten und Phylliten, die bei Annäherung an das Venediger-Massiv an Menge sich steigernd, granitische Injektionen aufweisen und in dunkle Amphibolite übergehen. Kölbl hat diesen Eruptivkontakt aus dem Habachtal geschildert, er ist in gleicher Weise im Hollersbachtal sichtbar. In das Gebiet der Achselalm greift eine Zunge des Zentralgneises ein, die von Kölbl als Habachzunge bezeichnet wird und deren Zusammenhang mit der Venediger-Masse von Kölbl nachgewiesen wurde. Kölbl und auch Leitmeier sehen auch in dieser Zunge eine Intrusion, während Kober sie als Einfaltung der Gneisdecke auffaßte. In der Tat ist wenigstens an ihrer Südseite im Habachtal der Intrusionskontakt nicht anzuzweifeln, wenn auch die Metamorphose weniger intensiv ist als an der Gneismasse weiter im Süden. Das Nordostende der Habachzunge ist jedoch tektonisch begrenzt. In die Gabelung der Zunge greift ein Keil von körnigem Prasinit ein, der im Süden, im Reichertleitengraben, mit einer Quetschzone an den Muskowitzgneis grenzt. In einem Biotitquarzschiefer der Quetschzone stecken Linsen der erzführenden, fluoritischen und fuchsitführenden Gangmasse, wie sie auf der Achselalm beschürft wurden. Am Südrande der Gneiszunge grenzt im Gruberbachtal Phyllit in steiler Lage an. Von der

Scharalm gesehen möchte man glauben, daß die dicken Bänke der Gneiswand flach auf dem Phyllit liegen. Am Nordrande der Prasinitzacke ist Biotitschiefer in die Gneiszungung eingefaltet. Moränen verdecken den Nordrand der Habachzunge. Jedoch kommen östlich vom

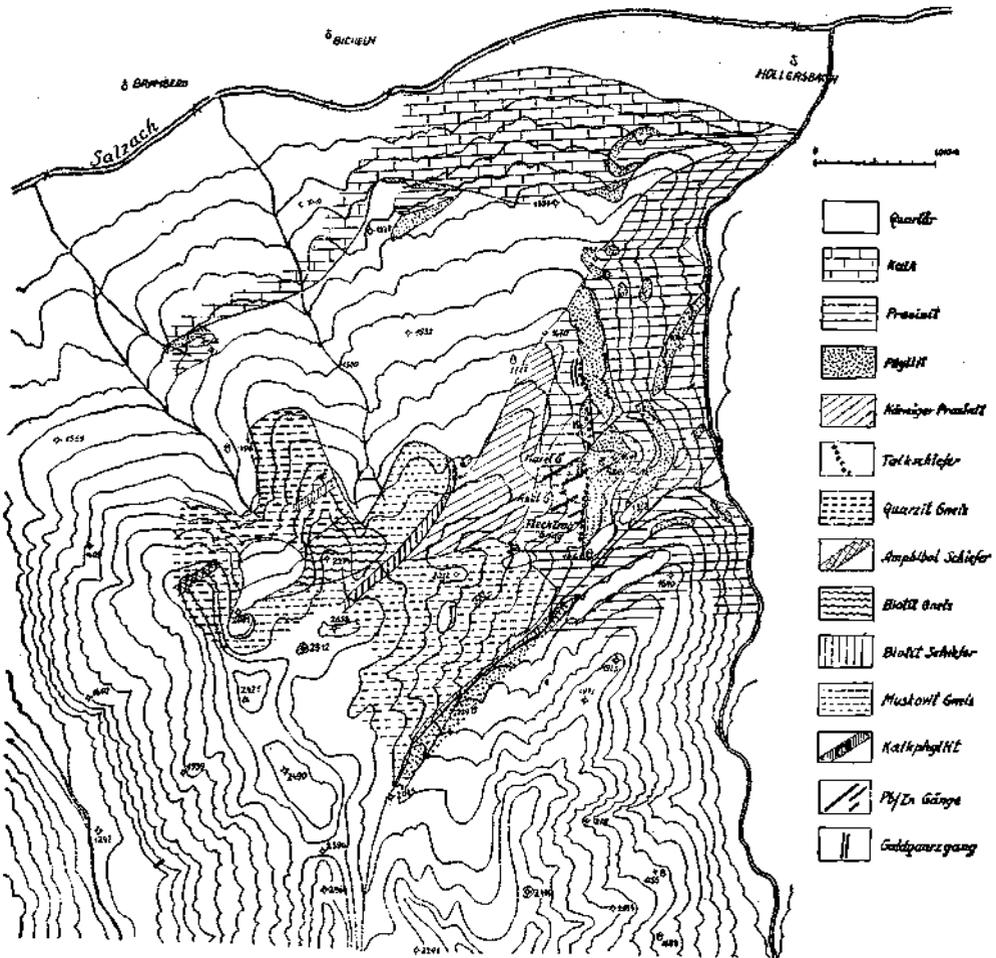


Abb. 2.  
Verbreitung der Erzgänge und Gesteinsarten im Gebiet der Achselalm bei Hollersbach im Pinzgau.

Gehrkogel ebensolche Serizitschiefer zum Vorschein, wie sie unten im Habachtal bei der Brücke (P. 1096) als tektonische Nordgrenze der Habachzunge austreichen.

Wohl sieht man in den Prasiniten zwischen dem Gehrkogel und der Achselalm, nicht aber weiter abwärts, öfter Gänge von Aplit. Meist nur  $\frac{1}{2}$  bis 1 m mächtig, schwellen sie mitunter auch auf 2 und auf 6 m Dicke an. Am häufigsten sieht man sie auf der Höhe 2070 und

den Abhängen des obersten Reichertleitengrabens, sowie am Gipfel des Karel. Sie liegen einigermaßen regelmäßig, so im Bereich des dioritisch körnigen Prasinitis, immer unter 40 Grad gegen West einfallend. Es ist also wohl am Ende der Zunge eine Aplit-Durchaderung vorhanden, aber von Mischgesteinen und Eruptivkontakt ist nicht die Rede und es ist auch auffallend, daß die Aplitgänge in der Tiefe des Tales fehlen.

Wie gewöhnlich sind die Prasinite überaus vielgestaltig. Man findet alle Übergänge von grobkörnigen, gabbroiden Grünschiefern (Annaberg, Hollersbachtal bei der Leitneralm), die übrigens im Hollersbach und Habachtal in der Kontaktzone des Massivs als gabbroide Amphibolite wiederkehren, und von den schon genannten, dioritisch körnigen Prasiniten zu gneisartigen, schieferigen bis flaserigen Prasiniten (Zoisit-Albit-Chlorit-Schiefern), wie sie beispielsweise gerade auf der Achsel verschiedentlich anzutreffen sind, und zu dichten, ungemein zähen Grünsteinen und endlich zu ganz dünn-schieferigen, phyllit-ähnlichen Chloritschiefern. Querbiotit und Biotitnester sind in allen diesen Schieferen weit verbreitet. Alle die verschiedenen Struktur- und Texturformen der Prasinite sind so vielfach und innig und so regellos miteinander verschränkt, daß es angeschlossen ist, die Verbreitung der verschiedenen Typen kartographisch auseinander zu halten, mit der einen Ausnahme, daß die Höhen oberhalb der Achsel, der Karel usw., ganz vorwiegend aus dem körnigen Gestein bestehen, das in seinen Verwitterungsblöcken eher den Eindruck eines Massengesteines macht, wengleich die Mineralzusammensetzung jene des Prasinitis ist. Nach unten nimmt bis zu der ans Talkschiefer gebildeten Schubfläche die Flaserigkeit und Schieferigkeit der Prasinite zu. Unter dieser Schubfläche sind nur mehr Chloritschiefer und schieferige Prasinite mit Phyllit wechsellagernd anzutreffen. Solche graue und dunkelgraue Phyllite nehmen in der weiteren Umgebung einen wesentlichen Anteil an der Schieferhülle des Zentralgneises.

#### Erzgänge.

Es sind vier, wenn nicht gar fünf Gänge vorhanden, die überdies auf wechselnde Breite von lagergangartigen Apophysen (flats) begleitet werden. Man unterschied einen Flecktroggang und einen Achselgang. Es ließ sich zeigen, daß der erstere nicht nur ein verworfenes Trum des letzteren ist. Dahingegen ist es wahrscheinlich, daß der Gang, der vom Gipfel des Karel bis zur Achselalm durch Schürfungen verfolgt worden ist, ein durch den Achselgrabenbruch abgesenktes Stück des Achselganges ist. Wo die genannten Gänge bauwürdig entwickelt sind, haben sie je etwa einen Meter Mächtigkeit. Durch die umfangreiche Beschürfung der Steilhänge wurde eine größere Zahl von Lagergängen festgestellt. Die Scharung eines mächtigeren, derartigen Lagerganges mit dem Achselgange war im Achselstollen deutlich sichtbar. Nach den Grubenanschlüssen kann bei diesen flats mit Breiten bis zu 40 m gerechnet werden. Im Flecktrogrevier war ein flat auf 130 m Länge durch Bloßlegung der Ausbisse verfolgt worden.

Die schon erwähnte, vertalkte Schubfläche reißt die Gänge unten ab. Im unteren Flecktrogstollen waren Schnbfetzen der Gänge in

Talkschiefer eingewickelt, durchfahren worden. Hingegen waren die Gänge am Hange aufwärts bis 1880 m sichtbar (unterer Flecktrogstollen 1529 m). Mit Annäherung an die Schubfläche unten, stellten sich kleine Verwerfungen in Unzahl ein, so daß die Gänge gänzlich zerstückelt aufgefahren wurden. Überdies verlor man sie bei der Ausrichtung in zwei Fällen im Stoß, so daß die Auffahrungen noch ungünstiger aussehen, als es notwendig war.

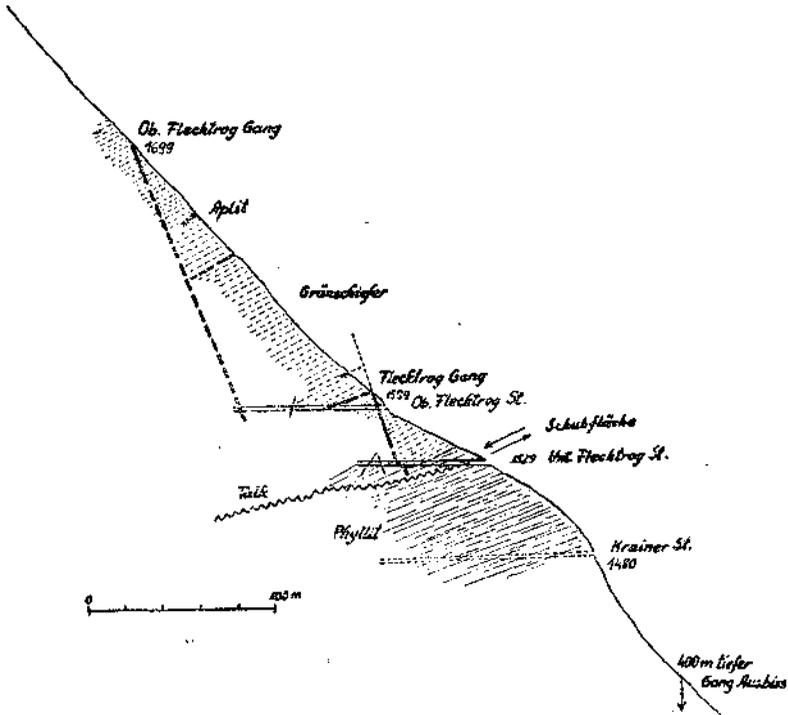


Abb. 3.

Lagerung der Gänge und Flats am Abhange bei der Achselalm.

Die Gangausfüllung besteht zur Hauptsache aus Quarz und Flußspat, daneben aus körnigem, weißem Kalkspat, untergeordnet auch Dolomit. In allen diesen Gangarten tritt Bleiglanz und Zinkblende in unregelmäßigen, meist kleinen Einsprengungen auf. Ich sah Blendenerster bis 10 cm breit und Blendestreifen bis zu 3 cm breit. Mit Annäherung an die Schubfläche wird die Primärstruktur der Gänge immer mehr verwischt und ihr Gefüge kataklastisch bis schieferig. Alle Grubenaufschlüsse befinden sich bereits in dieser tektonischen Zermalmungszone, in der eine Mineralsukzession nicht mehr erwartet werden darf. Ein einziges Ortsbild zeigte Lagenbau der Gangarten und ließ Fluorit als älteres und den bröseligen Calcit als jüngeres erkennen. Letztgenannter Calcit, der marmorartiges Aussehen hat, ist auch ein wesentlicher Bestandteil der flats, wie jetzt noch gut am

Flecktrogstollen sichtbar ist. Nie sah ich im Bereich der Prasiniten auf der Achsel Marmor im Schiefer abseits von den Erzgängen eingeschaltet.

Bemerkenswert ist, daß in der Nachbarschaft der Achselgänge auch in den Aplitgängen öfters Erzspreuen anzutreffen sind.

Ganz vorwiegend ist die Zinkblende eine gelbe, klare Honigblende. Wenig derselben ist dunkelbraungrau. Eigentlich schwarze Blende kommt nicht vor. Wegen des Fluorit und wegen der Nachbarschaft zur Smaragdlagerstätte des Habachtals denkt Leitmeier (p. 364) an pneumatolytische Einflüsse und Kontaktmetamorphose im Gefolge der Habachzunge. Auch Kölbls (p. 44) Erklärung geht in dieser Richtung. Was beide Autoren als perimagmatische Vorkommen im Sinne haben, sind hochtemperierte, heißthermale Lagerstätten, bei denen die Zinkblende Entmischungserscheinungen aufweisen müßte. Auf der Achsel liegt jedoch eine apomagmatische Lagerstätte vor, mit Blende und Flußspat, der epithermalen Zone.

Posttektonische Gänge mit jüngeren Bewegungen.

Es wurde oben schon erwähnt, daß die Erzgänge der Achselalm an einer von Talkschiefer gebildeten Schubbahn abreißen. Dieser Talkschiefer ist ziemlich mächtig, stark durchbewegt und mutmaßlich aus dem Prasinit entstanden. Pyritreicher Chloritschiefer und etwas Phyllit lagern ihm flach auf. Die Schubbahn war auf beträchtliche Ausdehnung in flacher Lage durch den Bergbau aufgeschlossen, während der Phyllit darunter steil aufgerichtet ist. Im ganzen Achselgebiet ist die Lagerung der Schichten unter und über dem Talkschiefer verschieden. Schürfungen haben diese Schubbahn noch weiter verfolgt. Konstruiert man sich ihren Verlauf, so ist es sehr gut möglich, daß sie in der Gegend des Jagdhauses in das Tal des Gruberbaches zieht und den Tauerngneis über den Phyllit und Prasinit zu liegen bringt. Ob ein Zusammenhang mit dem Talk der Smaragdlagerstätte, die auf derselben Grenzlinie antritt, besteht, habe ich nicht untersucht. Ich will nur darauf aufmerksam machen, daß das Nordende der Habachzunge nördlicher liegt, als ihrem Nordrande (P. 1096) unten im Habachtale und dem Streichen des Gneises und seiner Schieferfaltungen entspricht.

Wenn nun auch die Erzgänge am Talkschiefer unter Schlepplungserscheinungen abreißen, so geht doch der Erzgang als solcher über alle tektonischen Grenzen innerhalb der Habachzunge und der Schieferhülle hinweg. Bei der Mündung des Achselgrabens wurde im Phyllit ein aus Quarz und körnigem Dolomit bestehendes Lager erschürft, das so wie die Gänge der Achsel reichlich Flußspat enthielt. Erz konnte ich hier nicht bemerken, aber die Mineralfüllung erinnert auffallend an jene der Achselgänge.

Im Habachtal befindet sich über der Brosigalm (Gasthof Enzian) ein alter Stollen, der im verquarzten Biotitgneis einen N 60° O streichenden Gang auffährt. Er ist im Ausgehenden mehrere Meter mächtig und besteht aus Quarz und aus körnigem Kalzit. Bleiglanz ist hier wie auf der Achsel in kleinen Einsprengungen, jedoch sparsam, sichtbar. Die Verbindung dieser Fundpunkte entspricht dem Streichen der Erzgänge der Achsel.

### Altersbeziehungen.

Es können folgende Feststellungen herangezogen werden. Die Aplite zeigen auch hier, wie an anderen Orten der Tauern, zum Teil in feinsten Biotitstrichen die direkte Fortsetzung der Schieferung des Zentralgneises an, wodurch erkennbar ist, daß sie dessen Schieferung noch mitgemacht haben. Zum Teil aber auch sind sie körnig und unbeeinflusst. Die Aplitinjektion erfolgte also während und nach der Schieferung des Gneises. Wenn im Erzgebiet der Achsel leptitartig geschieferte Aplite auftreten, so ist das örtlich auf die dortige Talküberschiebung zurückzuführen. Nie sah ich im Aplit Querbiotit, nie auch in den Erzgängen, auch nicht in den älteren Quarzgängen der Hohen Tauern. Dieser Querbiotit wird auf die Tauernkristallisation als eine gelegentlich der Granitintrusion erfolgte Stoffzufuhr zurückgeführt.

Im Gebiet der Achsel ist ein Süd—Nord streichender, 1 km langer, starker Quarzgang bekannt, der nördlich des Blei-Zinkbergbaues im sogenannten Bärenbad einst beschürft wurde. Pyrit und Cu-Kies sind darin sichtbar. Nach Leitmeier soll der Gang im Bärenbad 18 g Au und 360 g Ag in der Tonne gezeigt haben. Der Quarzgang wird auf der Achsel von dem Blei-Zinkgang geschnitten, ist also älter.

#### Reihung der Ereignisse:

1. Intrusion des Zentralgranits.
2. Schieferung desselben. Bildung von Querbiotit in der Schieferhülle, Aplitgänge.
3. Heißthermalen Quarzgang mit goldhaltigem Pyrit.
4. Achselüberschiebung und tektonische Umgrenzung der Habachzunge.
5. Mesothermale Blei-Zinkerzgänge.

#### 6. Jüngere Bewegung auf der Überschiebung, Bruchbildung.

Es liegt also in den Achselerzgängen eine Lagerstätte vor, die, als der Intrusions- und Faltenbau der Hohen Tauern und die Tauernmetamorphose schon vorhanden waren, als auch die hochthermalen Gold-erzgänge schon vorhanden waren, von dem bereits erkaltenden Herde, als jüngere, magmafernere Lagerstätte eingeschoben (telescoped) wurde und die nunmehr als fertiger Erzgang noch von kleinen und gleichsinnig verlaufenden Nachzügeln älterer, größerer, tektonischer Verschiebungen ein wenig zerissen und deformiert wurde.

### Die Zugehörigkeit der Spatmagnesite.

Immer wieder wird versucht, die Magnesite aus der Metallzonung herauszunehmen und sie auf andere, basischere Magmen zurückzuführen. Auf die stratigraphische Niveauunbeständigkeit wurde schon hingewiesen. Im Westen Österreichs ist die Zahl der im Altpaläozoikum liegenden Magnesite größer. Außer Dienten stecken auch die Magnesite der weiteren Umgebung von Saalfelden in altpaläozoischen Schichten. Jener von Hintertal, östlich Saalfelden, bildet eine Art Graben, in dem

schichtweise verschiedene, zu Magnesit umgewandelte Kalke übereinander liegen, durch unveränderte Schiefer und Lydite getrennt. Manganreiche Kalke, die zu einem roten Magnesit wurden, der im Ausgehenden schwarz oxydiert ist, sind dabei. Größere Pyriteinsprenglinge als sie an anderen Orten die Regel sind, treten daselbst auf. Beachtenswert ist, daß unweit des Magnesites von Leogang das Basiskonglomerat des Werfener Schiefers völlig dolomitisiert ist und daß in diesem Dolomit die Verdrängung örtlich bis zur Entstehung von Magnesit geführt hat, wie Blöcke nächst Hütten zeigen, auf die mich Herr Dr. Siegl aufmerksam gemacht hat. Dies, wie der von Hammer aus dem Ortlergebiät vom Zunpanell beschriebene Magnesit beweisen das posttriasische Alter des Magnesites. Immerhin sind auch ganz im Westen im Karbon Magnesite bekannt geworden. Das anthrazitführende Karbon des Nöblacher Jochs an Brenner enthält Magnesitblöcke und auch der von Unterladstätter anstehend aufgefundenen Magnesit bei der Amberger Hütte im Gebiete von Sulden ist zusammen mit Granitschiefer im Gneis eingeklemmt. Sollte da immer wieder örtlich auftretendes, basisches Tiefengestein die Magnesiazufuhr bedingt haben?

Bei Beurteilung der Magnesiazufuhr für die Magnesitlagerstätten blieb anscheinend unbeachtet, daß auch für die Eisenerze und die Blei-Zinkerze beträchtliche Magnesiazufuhr zustande kam. Man kann am Erzberg pro Tonne gewinnbaren Spats nahezu eine Tonne ankeritischer Zwischenprodukte rechnen. Nimmt man den Erzberg, wie er vor Einleitung des Großbetriebes war und rechnet dazu noch die zum Teil ansehnlichen Ankeritmengen kleinerer anderer Lagerstätten, so ist die Ankeritmenge mit mutmaßlich 500 Millionen Tonnen nicht zu groß angenommen. Bei 30% Magnesiumkarbonatgehalt gäbe dies 150 Millionen Tonnen Magnesit, das ist mehr als alle bekannten Magnesitlagerstätten der Alpen zusammen. Die Menge der Magnesia, die gelegentlich der mit der Bleizinkvererzung verbundenen Dolomitierung zugeführt wurde, ist viel schwerer zu erfassen, ist aber sicher ganz bedeutend. Unter diesen Umständen, ist es wohl nicht erforderlich für die Magnesite andere, und zwar basische Magmen vorzusetzen.

Es lohnt in diesem Zusammenhang die Spatmagnesite anderer Länder zum Vergleich heranzuziehen. Der Magnesit des Anglo-Ägyptischen Sudans liegt allerdings in einem weit ausgedehnten Massiv ultrabasischer Gesteine. Mir vorliegende Proben, wie auch die Schilderungen von Wilcocks on und Tyler zeigen wesentliche Unterschiede von den alpidischen Spatmagnesiten (Ähnlich ist es in Südrhodesien). Hier wie im kanadischen Grenville-Magnesit entstanden zusammen mit dem Magnesiumkarbonat viel mehr Silikate. Aber gerade beim Grenville-Magnesit hält E. L. Bruce granitisches Gestein als Verursacher der Metasomatose nicht für ausgeschlossen.

Auch den im Kontakthofe von Gabbro auftretenden schwedischen Magnesiten ist neben hochthermalen Mineralen ein höherer Gehalt an Silikaten eigentümlich. In der Fruska Gora ist ein Dolomit vorhanden, der, wie A. Koch gezeigt hat, im Kontaktbereich eines Serpentin entstanden ist. Nach eigener Wahrnehmung geht hier die

Dolomitisierung bis zur Bildung von sehr feinkörnigem Magnesit. Auch hier ist starke Verkieselung in unregelmäßigen Massen verbreitet. Es ist somit kennzeichnend, daß die Magnesiazufuhr aus basischem Magma immer von viel stärkerer  $\text{SiO}_2$  Zufuhr begleitet ist, als es beim Magnesit des Typus Veitsch, wie ihn Redlich nannte, der Fall ist.

Wohl taucht auch bei anderen Spatmagnesiten die Mutmaßung über Zusammenhänge mit basischen Intrusivgesteinen auf. Ich möchte dagegen feststellen, daß ähnliche Zonung wie in den Alpen wiederholt zu erkennen ist und daß Beziehungen zu mehr oder weniger sauren Tiefengesteinen nicht von der Hand zu weisen sind, wenngleich ich mir bewußt bin, daß mein Urteil nur auf Grund von Literatur und Probestücken viel gewagter ist. Der Magnesit von Satka im Ural wird von Diabasgängen durchsetzt, die zweifellos jünger sind. Immerhin bringt Zavaritzky die Verdrängung des Kalkes durch Magnesit mit basischen Intrusionen in Zusammenhang. Es sei aber darauf verwiesen, daß die großen Magnesitlagerstätten des Satkabezirkes zwischen den nicht weniger großen metasomatischen Sideritlagerstätten von Bakal und den Golderzgängen im Granit von Mias liegen. Ähnlich ist es im Staate Washington, von wo Jenkins ein schönes Bild der Verdrängung weißen Dolomites durch rötlichen Magnesit gibt. Auch hier sind femische Ganggesteine vorhanden, die nach Bain im Dolomit und nahe dem Magnesit zu Pseudoserpentin umgewandelt wurden, und wahrscheinlich älter sind. Aber aus den Schilderungen, die Weaver vom Stevens County und G. E. Whitwell und E. N. Patty von seinen Magnesitlagerstätten bei Chewelah geben, ist ersichtlich, daß auch hier ein stark und vielfach mineralisiertes Gebiet vorliegt, dessen paläozoische Sedimente von dem jungjurassischen Loan Lake Granit diskordant durchbrochen und wahrscheinlich auch unterlagert werden. Im Granit und an seinem Rande treten Molybdän und Wolfram Erze auf, dazu noch Pyrit- und Arsenkiesgänge. Dann kommen hochthermale (Haematit!) Quarz-Kupferergänge, die mitunter goldhaltig sind. Benachbart dem Magnesit von Chewelah sind karbonspätige Kupferergänge. Der Siderit derselben wird bis 40 Fuß mächtig. Der Loan Lake Granit gehört zum Nelson Pluton, das sich gegen Nord nach British Columbia erstreckt. Dort liegt zirka 200 km nördlich Chewelah das Magnesitgebiet der Cranbrook Area, von dem ich Proben durch die Gefälligkeit der Sullivan Mine erhielt. Schofield gibt eine Schilderung der Cranbrook Area, dessen Magnesit C. E. Cairnes näher beschreibt. Der hier und da das Praekambrium durchbrechende Granit nähert sich einem Monzonit. In einer zentralen Zone mit kleinen Granitdurchbrüchen treten Goldquarzgänge auf. An ihrem Nordrande liegt der Marysville Magnesit und an ihrem Südrande ein zweites großes Vorkommen. Sonst wird die zentrale Goldquarzzone beiderseits von goldhaltigen Kupferergängen eingesäumt. Das weiter nördlich anschließende Pb/Zn Gebiet der Sullivan Mine ist eine hochthermale Verdrängungslagerstätte.

Über die gewaltigen mandschurischen Magnesite liegen Veröffentlichungen von K. Niinomy und von H. Nishova vor. Gänge von

Diabas, die serpentinitartig zersetzt sind, treten im Gebiet auf. Neben ihnen ist der Magnesit grobkörniger als sonst. Aber auch Gänge von Quarzporphyr sind vorhanden. Das Nebengestein ist präkambrischen Alters und führt etwa 70 km weiter nördlich Quarz-Hämatiterze, die aber für älter als die Magnesite gehalten werden. Herr Niinomy erteilte mir im Juli 1939 auf Befragen entgegenkommendst Auskünfte. Demnach sind weder Cu- noch Pb/Zn Erz und nur Spuren von Gold-quarzgängen vorhanden. Blöcke von limonitisiertem Siderit wurden in Entfernungen von 10 und 25 km gefunden, aber kein größeres Eisenerzvorkommen wird durch diese Blöcke angezeigt. Im Gegensatz zu den alpinen und slowakischen, wie den übrigen, bisher behandelten Vorkommen liegt also der mandschurische Magnesit nicht in einem stark und vielfach mineralisiertem Gebiete. Dies ist aber wieder der Fall im Staates Minas Geraes, von wo in den letzten Jahren Nachrichten über Magnesitfunde kamen. Näheres steht noch aus. Auch die spanischen Spatmagnesite von Reinosa liegen in einer mineralisierten Zone unweit vom karbonspätigen Kupfererzgeränge von Iturrigori und von Sideritlagerstätten, die zu dem 80 km entfernten Gebiet von Bilbao hinüberleiten. Ältere Ophiolithe, aber auch Trachyte sind vorhanden. Etwa 30 km nördlich liegen die telemagmatischen Pb/Zn Erze von Santander und in Galizien kennt Csyszkowski auch Spuren von Gold- und Zinnerzen.

Das Ergebnis ist: Auch Spatmagnesite liegen in Metallzonen, ähnlicher Art, wie es die alpine Metallogenese ist und auch anderwärts sind Anhalte für Zusammenhänge mit mehr sauren Plutonen vorhanden. Ultrabasische Gesteine liefern gelegentlich ebenfalls kristalline Magnesite, immer aber zugleich mit viel mehr Kieselsäure, und ohne Verknüpfung mit jenen Erzzonen, die auch in den Alpen bezeichnend ist.

### **Zweierlei Zonung in der alpinen Metallogenese.**

Die am Beispiel der Achselgänge auch aus den Alpen aufgezeigte Erscheinung des Teleskopings ist weit verbreitet, aber doch nicht allgemein verbreitet. Es gibt Gebiete, in denen die Zonen nebeneinander liegen und Plutone, deren Zone durch die Altersfolge der Gänge ersetzt wird. Noch fehlt es an Untersuchungen über die Ursache der, wie man sieht, nicht ganz scharfen Unterscheidung. Ich habe die Frage Orogen und Kratogen als Ursache schon einmal angeschnitten und begnüge mich hier auf diesen Hinweis, für den sich etliche Beispiele anführen ließen.

Die Beziehungen zur Großtektonik und in ihrem Gefolge das Gefüge der Lagerstätten, sind maßgeblich für das Alter und für die Gruppierung der alpinen Lagerstätten. Am Beispiele der Achselgänge wurde gezeigt, daß kleine tektonische Nachwirkungen sich sowohl an der Lagerstätte selbst, wie an ihrem Gefüge, und zwar in geringerem Maße auswirken können, was entschieden die Anwendbarkeit des Prinzips erschwert. Alter des Nebengesteins und die Einstreuung von Mineralgeröllen in Sedimenten geben nur eine untere, bez. obere

Grenze für das Alter. Da aber sowohl die Tektonik wie die Exhalation der magmatischen Abfolgen nicht nur einmalige Vorgänge sind, so wiederholen sich auf diesem Gebiete die Schwierigkeiten der Einordnung.

Trotzdem kann man eine Gruppe von Erzlagerstätten in den Alpen erkennen, die der bisher besprochenen alpinen Metallogenese sehr nahe steht, die insbesondere ebenfalls gebildet wurden, als dort der Großbau der Ostalpen in wesentlichen Teilen schon fertig war, die aber trotzdem in Stoff und Struktur Eigenheiten zeigen.

Die Siderite von Hüttenberg in Kärnten wurden wegen einiger abweichender Merkmale von mir 1931 nicht in die metallogenetischen Zonen der Alpen einbezogen. E. Haberfelner hat gezeigt, daß diese Verdrängungslagerstätte unter einer Überschiebungsdecke entstanden ist, und daß Gerölle zugehöriger Siderite im benachbarten Miozän zu finden sind. Ihr postkretazeisches Alter ist anzunehmen. Nach H. Haberfelner sind im Gebiete von Hüttenberg folgende Ereignisse feststellbar:

1. Pegmatitintrusionen.
2. Durchbewegung, hierauf erste Sideritvererzung.
3. Diaphthorese, anschließend zweite Sideritvererzung mit Zufuhr von Baryt und Sulfiden.

Es fehlen dem Hüttenberger Siderit die jüngere Dolomitzufuhr der Roßzähne und die Rejuvenation mit jüngeren Quarzgängen und Sulfiden, bez. Sulfantimoniaten.

Ebenfalls wie Hüttenberg an den Rand einer Überschiebungsdecke gebunden, ist das Eisenerzgebiet von Turrach und Innerkrams. Die Überschiebung ist jünger als die Trias. Es gelang nicht, sie ins Klagenfurter Becken hinein zu verfolgen. Gleiche Phyllonite, wie auf der Görlitzen am Rande des Klagenfurter Beckens über der Überschiebung liegen, sind im Klagenfurter Becken mit Paragneisen verschuppt und tauchen unter das miozäne Sattnitzkonglomerat. Das Alter beider Schubdecken ist sonach bis jetzt nicht eng definiert. Auch der Turracher Siderit ist verschieden von jenem der Grauwackenzone. Seinen Magnetitgehalt glaubte ich durch stärkere tektonische Beeinflussung erklären zu können. Aber Friedrich weist mit Recht auch noch auf die Turmalinführung des Erzes hin. Heute halte ich die Turracher Spateisensteine und jene von Hüttenberg, St. Leonhard, Zirbitzkogel und Stnbalpe für eine ältere Vererzungsphase. Zu ihr gehört auch Waldenstein, dessen weitgehende tektonische Beeinflussung von Friedrich dargetan wurde.

In langer Ost—Westreihe liegen die Eisenerze zwischen Turrach und Innerkrams am Nordrande der Stangalpendecke nebeneinander. Erzleer ist der Westrand der Decke, ohne daß die Beschaffenheit der Deckenunterlage eine Erklärung liefert. Es ist als ob der Aufstieg an eine West—Ost-Linie gebunden sei, einer Linie, die sich über sporadische Vorkommen bei Metnitz und Friesach ins Hüttenberger Gebiet und weiter gegen Ost verfolgen läßt. Verfolgt man diese Zone weiter gegen West, so trifft man am Rande der Ankogelgruppe auf Goldlagerstätten von gleichfalls etwas aberranten Typus. Nur Schellgaden hatte ich zum Typ der Tauerngolderze gerechnet, in der



Abb. 4.  
Die Verbreitung der alpinen Metallogenese.

irrigen Annahme, daß seine Erze lediglich Spuren einer nur örtlichen Durchbewegung zeigen. Nach Friedrichs Untersuchungen ist das ein Merkmal einer ganzen Gruppe von Goldlagerstätten, deren südlichster Repräsentant Radlgraben bei Gmünd ist. Wolfram, Fluor, Bor, unterscheiden diese Erze von den anderen Golderzen der Hohen Tauern. Sie haben nach Friedrich und Metz das Ende der Tauernkristallisation gerade noch mitgemacht. Es liegt in der hier bezeichneten Ost—Westzone eine etwas ältere Metallogenese vor, als jene, die ich als alpine Metallogenese bezeichne. Als **altalpin** soll sie im folgenden unterschieden werden (vgl. Tafelbeilage).

Die in gelegentlicher Albitisierung erkennbare Natronzufuhr ist der Grund, daß manchen dieser altalpinen Erze das Miterleben des Endes der Tauernkristallisation zuerkannt wird. Nach dieser Tauernkristallisation könnten die Erze im Sinne Angels mit der Intrusion des Tauerngneises in Verbindung gebracht werden. Es sei aber darauf verwiesen, daß F. E. Suess sowohl, wie Cornelius diese Notwendigkeit ablehnen. Die gefüllten Feldspate sind nach Suess nicht periplutonisch, sondern enorogen. Analog sind die Querschnittsflächen auf Kali-Zufuhr durch Diffusion erklärbar. Cornelius betont, daß die Na-, K- und CO<sub>2</sub>-Zufuhr der räumlichen Verteilung wegen die Möglichkeit ausschließt, sie vom sichtbaren Zentralgneis abzuleiten. Cornelius denkt an einen Stoffaustausch und bezeichnet diese Umwandlungserscheinungen als Orometamorphose. In der Tat können wir in den Zentralalpen diese Erscheinungen in verschiedensten Räumen, auch weit abseits vom Zentralgneis bemerken. Beides, K- und Na-Zufuhr tritt auch in anderen Gebirgen (Sudeten, Erzgebirge) derart diffus auf, daß Beziehungen zu sichtbaren Plutonen auscheiden. Das ist auch das Ergebnis, zu dem Bederke im Altvatergebirge gelangte.

Die Feststellung sei wiederholt, daß auch die unter dem Namen Tauernkristallisation bekannte Stoffzufuhr nicht auf sichtbare Plutone zurückgeführt werden muß.

### **Blutsverwandtschaft.**

Die Frage der Blutsverwandtschaft der alpinen Metallogenese wurde von mir schon seinerzeit erörtert. Es wurde darauf verwiesen, daß Gold sporadisch noch bis in die Kupfererze hinauf verfolgbar ist, daß umgekehrt Zink und Blei von außen noch bis in die Eisenzone und auch Goldzone heruntergehen kann. Arsen ist ein Durchläufer, allerdings ungleich verteilt. Im Typ Schellgaden tritt As weit spärlicher auf, als im Typ der eigentlichen Tauerngänge. Umgekehrt haben die Siderite von Hüttenberg mehr As als jene der Grauwackenzone. Molybdän tritt bereits in den Apliten des Tauerngneises auf. Es fehlt nicht in beiden Typen der Goldlagerstätten und erscheint wieder in den nord- und südalpinen Blei-Zinkerzen. Allerdings ist heute die Ansicht verbreitet, daß es in letztere aus dem bituminösen Raibler Schiefer eingewandert sei. Ich sehe keine zwingende Notwendigkeit zu dieser Annahme, denn es gibt genug gangförmige und Verdrän-

gunstlagerstätten hochthermaler und niederthermaler Blei-Zinkerze in der Welt, die Molybdän aufweisen, ohne daß immer die Nachbarschaft bituminöser Gesteine dafür verantwortlich gemacht werden kann. Es wird ins Treffen geführt, daß in einzelnen Stücken des Bleiglanzes, die aus Wulfenit-führenden Erzkörpern von Mies und von Bleiberg entnommen wurden, Molybdän nicht nachweisbar war. Es ist aber ein Kennzeichen seltener Elemente, daß sie oft nur sporadisch auftreten. In Abständen von einigen Jahrzehnten einmal fand man beispielsweise im Freiberg und in Przibram etliche Kilogramm Uranerz. Nur sichtbar wird das Molybdän, wenn es vom Sickerwasser oxydiert und nach unten verschleppt am Bleiglanz auskristallisiert oder Spalten im Kalk erfüllt. Warum ist es gerade das Bleimolybdat, das ohne anderes Erz die Spalten des Kalkes ausfüllt? Blei ist im bituminösen Schiefer nicht vorhanden und so zeigt es an, daß das Molybdän jener Spalten mit Blei in Berührung war, ebe es oxydiert wurde.

So wie Molybdän scheint auch Wismut und Nickel sporadisch in der alpinen und der altalpinen Metallogene anzutreten.

### Zugehöriger Magmaherd.

Immer wieder werden sichtbare Plutone gesucht, um auf sie die Erzführung zurückzuführen. Starkes Abklingen der Mineralisierung gegen West und ihr gänzlichliches Ausklingen dort, obwohl gleichartige Plutone noch weiter reichen, spricht allein schon für eine tiefer liegende Ursache. Abschnitte der Häufung und Verarmung können auch auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden. Die Breite der Grauwackenzone bei Kitzbühel hängt mit der Zerknitterung ihrer Schichten zusammen, die gewundenes Streichen entstehen läßt. Aufblätterungshohlräume führen dann zur Entstehung von Lagergängen. Häufigere Mylonitisierung der Gänge und Absätzigkeit der Erze sind ein Beweis für die Fortdauer der Beweglichkeit gerade dieser Zone. Umgekehrt ist straffe, blattparallele Faltung weniger günstig und schafft schmale Erzzone (Mürztal).

Große, jüngere germanotype Bruchtektonik führt zur Wiederholung ganzer Zonen (Trofaiach-Linie) oder zum Ausfall solcher (Drau- und Gegendtalbruch, Magnesit am Fuß des Grimming, hier zugleich ein breites Eingreifen der Sideritzone in die Kalkalpen). Es ist mithin durchaus nicht nötig, nur in sichtbaren Plutonen die Ursache von Häufung der Erzlagerstätten oder dem Gegenteil zu suchen.

Die Brennerfurche ist eine Zone starker Senkung. Ihre Auswirkung auf die Erzzone haben Brinkmann und Klebelsberg betont.

In den Sekkauer Tauern gibt es einen Granit, der jenem von Bergell nichts an Unberührtheit des Gefüges nachgibt. Nichts von zugehörigen heißthermalen Lagerstätten ist bekannt. Um den Amering-Gneis werden Erzhöfe gelegt, um den gleichartigen und benachbarten der Gleinalm nicht.

Zweck meiner früheren Mitteilungen war, zu zeigen, daß ein profundes und ausgebreitetes Pluton die Mineralisierung der Alpen erklärt. Eine weitere Aufgabe war es, herauszufinden, welche Mineral-lagerstätten dazu gehören und welche nicht. Weit aus die Mehrzahl

der Erze der Alpen gehört dazu. Nunmehr aber zeigt es sich unter anderem auch aus Forschungen von Tornquist, Friedrich, Clar, daß einer verbreiteteren, jüngeren, eine kleinere, ältere, aber ganz analoge Epoche der Erzzufuhr voranging, also eine altalpine und eine intensivere jungalpine Metallogenese zu unterscheiden sind.

Ein Merkmal dieser letzteren, die ich allein als alpine bezeichne, ist die große Bauhöhe der Erze. Ich brauche die von mir früher schon ermittelten Zahlen im einzelnen nicht zu wiederholen. Um 1000 m sind es für die Blei-Zinkerze der Nord- und Südalpen, was viel für solche Erze ist. Gleiche Höhen zeigt der Siderit, wenn es die Schichtenlagerung wie am Erzberg zuläßt. Nicht viel weniger wurde wiederholt (Mitterberger Alpe, Kitzbühel) an Cu-Erzgängen bemerkt, während sonst die Kupferführung solcher Gänge nach unten rasch verarmt. Wenn man beim Magnesit über 300 m noch nicht hinausgekommen ist, so liegt das an der Tektonik der maßgeblichen Kalkschichten. Mehr als 1000 m Bauhöhe bei perimagmatischen Golderzgängen ist dagegen auch anderswo nichts ungewöhnliches.

Nicht die Plutone soll man suchen, sondern die Kuppelungen, die als Erzfallen fungierten, sowie die günstigen Aufstiegbahnen, wie große Bruchlinien, steile Deckengrenzen, durchlässiges Gestein in Schieferpaketen usw. Ich verweise diesbezüglich auf die Feststellungen von E. L. Bruce, der da sagt, wenn man davon absieht, Erze mit benachbarten Eruptivgesteinskörpern in Beziehung zu bringen, so versteht man die großen Bauhöhen, in denen uns Erze unverändert entgegneten. Man kommt zu der Auffassung, daß die Erze die einzigen Manifestationen (Sendboten) tiefliegender und ausgebreiteter Magmakörper sind. Bruce weist auf Porcupine und Kirkland hin, sowie auf Erzvorkommen in Gegenden ohne sichtbare Eruptiva. Auch A. Loke verweist auf die Wichtigkeit, Erzfallen zu suchen, wie die Cupolas solche sind.

Das Problem des zugehörigen Magmaherdes ist ein viel größeres wegen der Größe der Erzprovinz. Diese reicht vom Simplon bis an die Balkanhälfte heran, wie Abh. 4 veranschaulichen soll.

In den Dinariden sind die gleichen Gold-Eisen- und Cu-Erzzone mit gleichen Eigenschaften vorhanden. Nur die Magnesite sind derzeit noch unbekannt. Das intakte Erzgefüge besteht im bosnischen Karbon ebenso wie in der alpinen Grauwackenzone und steht im Gegensatz zum umgebenden Gestein. In Ljubia und auf manchen Kupfererzgängen zeigt sich nach oben schon ein Übergang zu den Blei-Zinklagerstätten.

Mit den Blei-Zinklagerstätten wird die alpin-dinarische Grenze überschritten, ein Beweis, daß auch diese Grenze älter ist als die Mineralisierung. Jünger als der Jura ist der Siderit von Vares und jungtertiäre Brüche sind als Erzbringer bekannt.

Daß die Erzführung der nordalpinen Grauwackenzone im slowakischen Erzgebirge wieder zutage tritt, ist schon lange bekannt und namentlich auch von Redlich betont worden. Wie in Bosnien, so zeigt auch hier das Gefüge die relative Jugend der Mineralisierung an. Ortsbilder im Magnesit von Jolsva beweisen die Unberührtheit langer

Verdrängungsklüfte. Die Rejuvenation ist zum Teil intensiver als in den Alpen. Haematit und Turmalin werden (Zoubek) in Kotterbach auf sie zurückgeführt. Auch in Sirk ist das Hangendgestein des Magnesits Turmalin-führend. Neben den kupferhaltigen Quarzgängen von Lovinobanya ist nach Ulrich der Magnesit rekristallisiert. Die Verbindung von Kupfer mit Nickel, Kobalt, auch Wismut tritt (Ulrich 1936) wie in den Alpen auf. H. von Böckh (1906) hebt den Einfluß von Brüchen, welche nur die Trias verqueren, auf die Erzführung hervor, und Zoubek (1937) betont die Analogie der Zonung mit der alpinen Metallogenese, während Korduk (1941) Beziehungen zu den jungen Graniten des slowakischen Erzgebirges vermutet.

Vermullich gehört auch ein großer Teil der Erze in der Pojana Ruska zur alpinen Metallogenese. Weithin verfolgbare Siderite mit nur wenig beeinflusstem Gefüge. Wenn Pyrit auftritt, ist er wie in den Alpen jünger als das Eisenkarbonat. W. E. Petrascheck weist darauf hin, daß die Erze über die Grenze der getischen Decke hinweggreifen. Banatit kontaktmetamorphosiert nach eigenen Wahrnehmungen bei Loszna den Siderit. Da nach Cordca (1940) Banatit die getische Decke durchbricht, ist damit eine Altersbegrenzung gegeben. Im nördlich anschließenden Gebiet von Zlatna ist die Eruption von Quarzsandesit, Dazit und Rhyolith nach Mirea D. Ilie (1940) postortonisch, südlich der Sideritzone treten im Kristallin bei Karansebes Golderzgänge mit alten Bergbauspuren auf, über welche mir Veröffentlichungen nicht bekannt sind. Nördlich der Sideritzone dagegen liegen wieder Blei-Zinkerze wie in den Alpen.

### Alter der Vererzung.

Für das Alter der alpinen Metallogenese sind neue Tatsachen nicht bekannt geworden. In der Phasengliederung ausgedrückt, ist savisch das wahrscheinlichere Alter. Steirisch wäre wohl noch möglich, da aber die Siderite nicht an der Oberfläche entstanden sind, sie jedoch im Helvet als Geröll auftreten, beziehungsweise an seiner Basis eine Verwitterungsoberfläche zeigen, ist gewisse Zeit für den Abtrag von wenigen hundert Metern bis zur Erzzone erforderlich, was ein Zurückdatieren der Mineralisierung in vorhelvetische Zeit erfordert.

Für die altalpine Metallogenese käme, vorausgesetzt daß E. Habersfeldners Altersbestimmung des Miozän von Wiesenau als Aquitan richtig ist, pyrenaëisch in Betracht.

Diese Alterseinstufung kommt jener nahe, die Cornelius für die der alpinen Vererzung, wie oben dargelegt, vorangegangene Tauernmetamorphose annimmt, nämlich savisch oder vorsavisch.

Tornquist, dem die Wissenschaft viele grundlegende Untersuchungen über die ostalpinen Erze verdankt, neigt dazu, die alpine Phase ins Pliozän zu stellen, was bei unitarischer Auffassung der Eisenerze wegen nicht haltbar ist.

Raum, Alter und Stoffzufuhr (Eisen, Magnesia und Kieselsäure) veranlaßten mich, jenen Magmaherd als Erzlieferanten in Betracht zu ziehen, der die Andesite gebracht hat. Daß dies zum Teil falsch verstanden und dahin ausgelegt wurde, die Andesite seien die Erz-

bringer gewesen, erfordert keine weitere Auseinandersetzung. Denn darüber besteht kein Zweifel, daß die hier behandelten Erze nicht der subvulkanischen Erzfolge angehören. Aber ich kann die Argumentation mit der Stoffzufuhr überhaupt nicht aufrecht erhalten, denn sobald man auf dem sicher zutreffenden Standpunkt steht, daß die Erze ein Produkt retrograder Dampfdruckdestillation des Magmaherdes sind, ist die Vormacht der Stoffe in den Lagerstätten kein gültiger Hinweis auf die chemische Zusammensetzung des Magmas.

Das Alter der Andesite rings um das ungarische Zwischengebirge reicht vom Aquitan bis ins Pannon. Immer aber folgen ihnen saure Eruptiva, nur ihre Dokumente gehen in Gestalt von Rhyolit- oder Dazituffen weit in die Ostalpen hinein (Lavanttal, Judenburg). Ihr Biotit wird bis 1 mm groß. Schwerlich sind alle diese Tuffe nur aus außeralpinen Gebieten eingeweht. Ein Zusammenhang der jungtertiären Eruptiva mit dem angenommenen und ausgebreiteten Herd in der Tiefe ist demnach durchaus möglich.

W. E. Petrascheck (1943) verwies auf Wechselbeziehungen zwischen den Lagerstätten großer Aufwölbungsräume und dem gleichweise sterilen altersgleichen Plutonismus benachbarter Gebirgsstreifen. Ich stimme seinen Schlußworten zu: Lagerstätten müssen im Rahmen des gesamten geologischen Baues und der gesamten geologischen Geschichte eines Gebietes betrachtet werden.

#### Nachtrag.

Obige Niederschrift war beendet, als eine einschlägige Veröffentlichung von Clar erschien (Verhandlungen Geolog. Bundesanstalt Wien 1947), die in mancher Hinsicht ähnliche Gedankengänge einschlägt, indem auch sie der unitarischen Entstehung zuneigt. In weiterer Verfolgung von Gedanken, die schon Angel vorbrachte, versucht Clar die Erzzufuhr nicht auf magmatische Vorgänge, sondern auf Lösungen zurückzuführen, die bei der Regionalmetamorphose entstanden. Man braucht nur noch einen Schritt weiter zu gehen, um auch den supponierten Magmaherd auf dieselben Kräfte zurückzuführen, was ich auch vom Standpunkte der Erzlagerstätten gar nicht für ganz ausgeschlossen halte.

Wieder wird auch von Clar für die Magnesite eine Sonderstellung gesucht und in Magnesiagesteinen, die von der Metamorphose erfaßt wurden, die Quelle der Magnesia vermutet. Dies müßte nun auch für alle die oben besprochenen mineralisierten Gebiete anderer Länder und Kontinente gelten, soweit sie Magnesite führen. Ich glaube, daß die oben herangezogenen Vergleiche anderer Magnesitareale es weniger notwendig machen, die Magnesite aus der magmatischen Abfolge herauszunehmen.

Wieder wird auch darauf verwiesen, daß die säuberliche Trennung von Eisen und Magnesia aus Lösungen chemische Schwierigkeiten mache. Hierzu verweise ich auf die unter dem Namen Roßzähne bekannten, eisenfreien, dolomitischen Drusenausfüllungen im Siderit und Breunerit. Warum soll das, was in der Natur im kleinen möglich ist, nicht auch im großen möglich sein, zumal die zonare Trennung

von eisenarmem und eisenhaltigem Magnesit und von Siderit sichtbar ist. Die Zonung, wie auch jene Drusenausfüllungen lassen die Annahme zu, daß Temperaturunterschiede für ihre Entstehung von Einfluß sind.

#### Alpine Metallogenese:

- Petraschek W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Compt.-Rendus, XIV. Congr. Geol. International 1926.
- Petraschek W., Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzber. Ak. Wiss. Wien, 141 (1932), p. 195.
- Schwinner R., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Z. d. Geol. Ges. 94 (1942).
- Tornquist A., Vererzung des Goldes der Hohen Tauern. Sitzber. Ak. Wiss. Wien (1933), p. 41.
- Tornquist A., Vererzungsphasen der jungen ostalpinen Erzlagerstätten. Sitzber. Akad. Wiss. Wien 140 (1931), p. 219.
- Kieslinger A., Das Tauerngold (Die geologischen Grundlagen). Z. D. Alpenverein 1940.
- Kieslinger A., Aufnahmebericht über Aufnahmen im Golderzgebiet der Hohen Tauern. Verh. Geol. B.-A. 1936, Nr. 1—2.
- Friedrich O. M., Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. B. u. H. Monatshefte 90 (1942), p. 131.
- Friedrich O. M., Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Zeitschr. f. B.-, H.- u. Sal.-Wesen 1937, p. 241, Bd. 85, H. 6.
- Angel F., Unser Erzberg. Mitt. Nat. Wiss. Ver. Steierm., Bd. 75.
- Haberfelner E., D. Geologie der österreichischen Eisenlagerstätten (Bergbau in Österreich). Zeitschr. f. B.-, H.- u. Sal.-Wesen 1937, Bd. 85, H. 6.
- Haberfelner H., Die Eisenerzlagerstätten im Zuge Lölling—Hüttenberg—Friesach in Kärnten. B. u. H. Jb., Bd. 76, H. 3.
- Clar E. und Friedrich O. M., Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. pr. Geol. 41 (1933), p. 73.
- Cornelius P., Neuere Erfahrungen über Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. u. petrogr. Mitt. 54 (1942), p. 178.
- Cornelius P., Habachzunge. Mitt. d. Ra. f. Bodenforsch. Wien 1942.
- Leitmeier H., Blei-Zinkvorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal. Min. u. petrogr. Mitt. 47 (1936), p. 376.
- Pferschy A., Karte der Minerallagerstätten der Provinz Bozen und Trento. B. u. H. Jb. 77 (1929), p. 97.
- Canaval R., Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Calesberg (Monte Calisio) bei Trient. Zeitschr. pr. Geol., H. 1, 2, 4, 1916.
- Goll J., Etude métallographique des minéraux de nickel provenant des environs de Dobsiná (Slovaquie). Bull. internat. d. Acad. d. Sciences de Bohême 1937.
- Ulrich Fr., Gisement de rutile dans les filons de sidérite près de Roznava en Slovaquie et sa signification dans la paragenèse des filons. Bull. internat. d. Acad. d. Sciences de Bohême 1928.
- Ulrich Fr., Vzácná nerostná paragenese Koterbachu na Slovensku. Bratislava 1936.
- Petraschek W. E., Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Südkarpathen und Balkaniden. Fortschr. d. Geol. 14, H. 47. (1942).
- Petraschek W. E., Beziehungen zwischen Intrusionstektonik und Lagerstättenverteilung. Geol. Rundschau 34 (1943), p. 38.

#### Magnesite:

- Hammer W., Nachtrag zur Geologie der Ortler Alpen. Verh. Geol. R.-A. 1909, p. 199.
- Unterladstätter A., Das Magnesitvorkommen bei der Ambergerhütte. B. u. H. Jb. 1936, Bd. 84, H. 4, p. 148.
- Koch A., Frusca Gora. Jb. k. k. geol. R.-A. Wien 1876.
- Bruce E. L., Mineral Deposits of the Canadian shield. Toronto 1933.

- Wilcocks W. H., On an Area of Ultrabasic Rocks in the Kassala Province of the Anglo-Egyptian Sudan. *Geol. Magazine*, Vol. LXX, July 1933.
- Garan M., Zavarifzky A. und Koptev-Dvornikov V., in *Livret Guide. Internat. Geol. Congr. UdSSR. 1937, Uralian Excursion.*
- Jenkins, Origin of Magnesite in Washington. *Econ. Geol.* XIII (1918), p. 384.
- Bain G. W., Magnesite deposits. *Econ. Geol.* XIX (1924), p. 419.
- Weaver C. E., The Mineral resources of Stevens County. *Washingt. Geol. survey, No. 20* (1920).
- Whitwell G. E. and Patty E. N., The Magnesite deposits of Washington. *Washingt. Geol. survey, No. 25* (1921).
- Schofield S. I., Geology of Cranbrook map area. *B. C. Memoire 76. Canada Geol. Surv.* 1915.
- Cairnes C. E., Some Mineral Occurrences in the Vicinity of Cranbrook. — *Summary Report 1932. Part A II, Canada Geol. Surv.* 1933, p. 100.
- Niionomy K., The Magnesite deposits of Manchuria. *Econ. Geol.* XX (1925).
- Nishihara H., Magnesite deposits of Manchuria. *Econ. Geol.* XXI (1926).
- Redlich K. A., Die Typen der Magnesitlagerstätten, ihre Bildung, geologische Stellung und Untersuchung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 42 (1934), H. 10/11.
- Redlich K. A., Die Magnesitvorkommen Rußlands, Mandchurei, Japans, Schwedens und Norwegens. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 43 (1935), H. 1.
-





# Zur Tektonik des Stainzer- und Gamser-Plattengneises in der Koralpe (Steiermark).

Von Peter Beck-Mannagetta.

Mit 2 Kartentafeln und 8 Textabbildungen.

Für die Einteilung des Kristallins der Koralpe versuche ich das Auftreten der verschiedenen Gneisgebiete heranzuziehen, die durch Glimmerschiefer „mulden“ und Marmor „antiklinalen“ getrennt sind und benenne sie mit topographischen Namen. So spreche ich vom Stainzer-Plattengneisgebiet und verstehe darunter nicht nur die engere Verbreitung des Plattengneises, sondern auch seine ganze weitere Umrahmung als sein „Einflußgebiet“. Ebenso ist der Name „Gamser“-Plattengneis usw. zu verstehen. Beim Stainzer-Plattengneisgebiet deckt sich diese Bezeichnung außerdem größtenteils mit dem Einzugsgebiet des oberen Stainzbaches, was dieser Unterteilung noch eine geographische Begründung gibt. Schwieriger wird die Begrenzung dieser Bezeichnungsweise, wenn man gegen S in Gebiete mit stärkerer Faltung kommt, wo von den flachliegenden Gneiskerngebieten steilstehende Schenkel gegen O fortziehen, die man als Nord- oder Südschenkel des Gneises, besser jedoch als „Wildhach“, beziehungsweise „Freiländer“-Schenkel benennt, da seine Hauptverbreitung mit dem Wildbachtal, beziehungsweise dem Freiländer Rücken zusammenfällt. Die zwischen den Plattengneisen liegenden Zonen kann man als „Züge“ bezeichnen; zum Beispiel den Rosenkogelzug zwischen Stainzer- und Gamser-Plattengneis als Synklinale, den Freiländer Zug zwischen Wildbach- und Freiländer Schenkel als Antiklinale.

Eine weitere Gliederung wird in bezug auf die Lage zum Plattengneis als Hangend- oder Liegendserie vorgenommen; das sind also tektonisch-stratigraphische Begriffe. Weitere Einteilungsmöglichkeiten letzterer Art werden weiter unten behandelt werden.

Die Neuaufnahme im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt in diesen Gebieten konnte meine tektonisch-stratigraphische Gliederung von 1939 (8) in großen Zügen bestätigen und erweitern. Zuerst seien einige Umgruppierungen in der „Stratigraphie“ der Verbände zu erwähnen: Die Stellung des Plattengneises in seiner mittleren Lage konnte wiederum bestätigt werden; doch in der Gruppierung der „Marmor“-serien waren Umstellungen nötig, die sich in der Konsequenz mit der Stellung, Deutung und Verbreitung des Plattengneises ergaben. So stellt sich die Einteilung in Übereinstimmung mit der Gliederung von Closs (11) folgendermaßen dar:

Große Eklogit-Amphibolitstöcke mit Injektionsglimmerschiefer und glimmerreichen Schiefergneisen mit seltenen Marmoreinlagen im Han-

genden, die im Streichen und gegen das Liegende in Hirscheggergneis, beziehungsweise Plattengneis übergehen. Im Liegenden Marmorserie mit Amphibolithbändern u. dgl., Quarziten und Glimmerschiefer. Die verschiedenen Variationen dieser Lagerungen und ihre Bedeutung im lokalen und regionalen Sinne werden bei den einzelnen Gneisgebieten besprochen; nur möchte ich betonen, daß bereits Kieslinger (24, IX) und Schwinner (38) in bezug auf die Stellung der basischen Stöcke und Marmore zu den gleichen Ergebnissen gekommen waren. Das ist aber genau die umgekehrte Serienfolge wie in der Gleinalpe, deren Gesteinsfolge Angel (2, 3) untersuchte.

### Das Stainzer-Plattengneisgebiet.

Die flächenhafte Verbreitung und Lage macht auf den kartierenden Geologen einen ermüdenden Eindruck eines einfachen, zonaren Bauplanes ohne größere Störungen. Doch der ununterbrochene Wechsel in der Streichrichtung bringt eine solche Fülle von Abwechslung herein, daß der anfängliche Eindruck fast völlig verwischt wird. Die Oleate über das Streichen, Fallen und der Striemung (siehe Kartentafel) gibt genügend Aufschluß über diese Mannigfaltigkeit.

Im Zentrum tauchen als Liegendserie unter dem Plattengneis Glimmerquarzite und der berühmte Marmor des Sauerbrunngrabens auf. Die Grenze zwischen Marmor und Gneis ist ohne jegliche Kontaktwirkung so scharf, daß man sehr zur Annahme einer Verschiebung hinneigen kann. Im Sauerbrunngraben liegen die Verhältnisse sehr klar geschieden, während im Teussenbachgraben ein langsamer Übergang von feldspatreichem Plattengneis zu feldspatfreiem Glimmerquarzit zu erkennen ist. Ob im Falleggbach, N von Mausegg, die Liegendserie nochmals zum Vorschein kommt, muß erst begangen werden. Zur Festlegung der Grenzen ist in diesem Zusammenhang eine klare Definition des Plattengneises gegeben. Closs (11) definiert ihn als kataklastischen Augengneis; meiner Meinung nach wäre es besser, nur glimmerarmen Augengneis als Grundbegriff zu setzen, dem dann nach seiner petrogenetischen oder tektonischen Spezialentwicklung noch weitere Beifügungen gemacht werden und dessen Variationen in jeglicher Hinsicht am besten erfaßt werden können. Eine Glimmerzunahme führt zu einem glimmerreichen Plattengneis; kommt noch Quarz und Disthen dazu und lockert sich das strengeregelt Gefüge etwas, so erhält man den Hirscheggergneis nach Heritsch (19) und Angel (5); werden die Quarz-Feldspatlagen mehr aplitisch und die Muskovite zu großen Platschen, so erhält man den Laufeneggneis (8); für den Schwanbergergneis Kieslingers (24, VIII) scheint der Unterschied weniger in der Injektionsmetamorphose zu liegen, als in einem primären-sedimentären, kalkreicheren Ausgangsmaterial. Übergänge führen in verschiedenster Weise zum injizierten Glimmerschiefer und Glimmerquarzit, wie Kieslinger (24, VIII) und ich (8) zeigen konnten. Das ist besonders klar bei Angerhofen im S und Greisdorf im N zu erkennen. Dort verzahnt sich Glimmerschiefer und Gneis, bis einer im anderen verschwindet. In auffallendem Gegensatz steht dazu die Westgrenze des Plattengneises, die klar und deutlich zu verfolgen ist und meist markant morphologisch als Stufe hervortritt. Die folgenden injizierten Glimmerschiefer ziehen als  $\pm$  breites Band entlang

dieser Grenze und trennen ihn vom folgenden Hirscheeggergneisband, das sich wie ein Bogen um den Plattengneisfladen herumzieht. Dann folgen immer wieder abwechselnd Hirscheeggergneis und Injektionsglimmerschiefer, einander vertretend, ineinander übergehend, wodurch die zonare Anordnung, wie auch die einheitliche Lagerung der Gesteine verlorengehen und es folgt eine unruhige, wellige Faltenzone, die sich vorwiegend N—S erstreckt und gegen W erst im Hirscheeggergneisrücken zwischen Aihlwirt und Reinischkogel etwas stabilisiert. Im Hohlweg vom Aiblwirt zum Straußkogel ist diese Zone vorzüglich aufgeschlossen, die ich als „wirre Faltenzone“ dem ruhigen, östlichen Gneiskomplex gegenüberstellen möchte.

Im S wird das Gebiet vom Rosenkogelzug begrenzt, der mit seinem durch reichliche Eklogit-Amphibolitbänder zugespickten Rücken das Einflußgebiet des Gamser-Plattengneises abtrennt.

Im N scheint sich ein neuer gleichgearteter Plattengneiskomplex gegen Ligist zu anschließen, wie das Hinausstreichen des Plattengneises bei Ninaus und Koberegg vermuten läßt. Die Hirscheeggergneisbänder scheinen gegen NO in diesen direkt überzugehen. Ein eindeutiger Glimmerschieferzug mit Amphibolitstöcken als synklinale Grenze zwischen beiden Komplexen scheint mehr gegen O zu entwickelt zu sein.

Im Plattengneis „kern“ fehlen natürlich die bekannten Feldspatpegmatitgneise nicht, doch konnte ich keinen einzigen diskordanten Pegmatit finden. Meist erreicht die Mächtigkeit dieser Lagen nur wenige Meter; im Teussenbach jedoch werden die Einlagerungen unterhalb des Weges von Rachling nach Teussenbach, hoher Wasserfall, 60—70 m stark. Die Grenze gegen den Plattengneis ist meist unscharf und der Unterschied zwischen den beiden Gesteinen ist nur ein gradueller im Reichtum an Feldspatagen. Sie stellen das Extrem in der Entwicklung dar, die bereits oben definiert wurde und werden fast gänzlich glimmerfrei — abgesehen von einer sekundären Serizitisierung. Hier und da führen sie bis einige Zentimeter lange Turmaline (auch in Quarzlinsen), die meist zerbrochen sind. Doch kann man auch verheilte und vollständig ausgebildete Kristalle mit flächenreichen Köpfen entdecken. Professor O. Friedrich zeigte mir solche Schörlkristalle in vollendeter Schönheit aus den Hohlwegen in der Umgebung des Sauerbrunngrabens. Interessanterweise bleiben die Quarzfeldspatlagen ziemlich feinkörnig gegenüber den Turmalinkristallen, die vollkommen eingeregelt sind. In so einer Lage entdeckte Professor O. Friedrich einen etwa 1 cm langen, hellen Beryll, was gegen die Ansicht Angels (7) spricht, der die Beryllführung nur den Gleinalmpegmatiten i. w. S. zukommen läßt, im Gegensatz zu denen der Koralpe. Auch konnte er faustgroße, etwas unregelmäßige Granate mit abgerundeter (110) finden. Für sein Entgegenkommen, seine Sammlungstücke hier erwähnen zu dürfen, spreche ich ihm hiermit meinen ergebensten Dank aus. Feldspat-Einzelkristalle und Zwillingstöcke sind häufig in Linsen anzutreffen. Eine Linse mit feinem, weißlichem Diopsid (4) oder Tremolit konnte ich in Richardsberg auffinden, doch kann über die mineralogische Beschaffenheit erst mehr gesagt werden, wenn Dünnschliffe vorhanden sind. An anderen Stellen treten Knollen bis zu Kopfgröße von feinem Disthen und Quarz ± Graphit auf, die von Plattengneis umflossen werden.

Im Glimmerschiefer dieser Gegend kann man auch jene pegmatitischen Feldspatlagen wie im Plattengneis beobachten, doch spielt stets ein bedeutender Glimmergehalt mit. Sie erreichen niemals eine solche Mächtigkeit und Verbreitung wie im Plattengneis. Bei Neurath tritt in einem konkordanten Feldspatgengneis ein diskordanter, feinkörniger Turmalinpegmatitgneis knapp an der Tertiärgrenze auf. Zwischen Trausibauer, Steinbauer zum Rieglerbauer zu kommen häufig solche pegmatitische und aplitische Lagen vor. Im Stainzbach konnte ich Gerölle von Blöcken finden, die aus der wirren Faltungszone stammen, welche eine so starke Durchtränkung der Glimmerschiefer mit Quarz-Feldspatsubstrat zeigen, daß Migmatitgneise schriftgranitischer Struktur entstanden sind, in denen nur mehr „Fische“ von den Glimmerschieferlagen zurückblieben, ähnlich den Forellengneisen der Hohen Tauern (6). Das sind ganz andere Vorgänge als die, die zur Plattengneisbildung führten.

Der Hirscheggergneis S von Rachling ist durch besonderen Granatreichtum ausgezeichnet. Auf dem Rosenkogelrücken haben die wulstigen, struppigen Injektionsglimmerschiefer ihre Hauptverbreitung. Zwischen Motbitor und Rsinischkogel geben sie mehrfach in Hirscheggergneis, der dann in „Ofen“ (24, III) auftritt, über und wechsellagern mit quarzitischen Gesteinen. Der Reinschkogel besteht wieder aus dem wulstigen Injektionsglimmerschiefer. In diesen Gesteinen ist das Aufsprossen der Granaten entlang der diffusen (24, VIII) Injektionslagen besonders auffallend, wie es Stiny (40) aus dem Teigitschgebiet beschreibt.

Von besonderem Interesse ist die Verbreitung der Eklogit-Amphibolite dieses Gebietes. Im NO sind einzelne Linsen in die Glimmerschiefer des Kristallinsporns von Hochgrail eingeschaltet. Gegen das Koheregg zu treten nur mehr dünne Amphibolitbänder im Glimmerschiefer auf, die gegen Richardsberg zu in den Plattengneis hineinziehen und an die sich die oben erwähnte stark feldspat- und turmalindurchtränkte Zone reiht. Dort fand ich eine große, unregelmäßige Turmalinknolle eingeschlossen in Plattengneis, in dem einzelne, wohlgestaltete Turmalinkristalle ohne Zertrümmerungserscheinungen eingeregelt sind. Ebenso zieht ein Amphibolithand wenige Zentimeter stark S von Drinschl nach Richardsberg herein. Gegen den Grubbergbach zu liegen nur einige, kleine Amphibolitlinsen. In der wirren Faltungszone sind öfters abgequetschte Eklogitlinsen und -bänder eingeschaltet, die in Hornblendegneise manchmal randlich durch Injektion umgewandelt sind (24, VII). Gegen S zu geht die wirre Faltungszone über den Rücken bis in den oberen Wildbachgraben und biegt dort scheinbar in die noch nicht aufgelöste Zone zwischen Freiländer- und Gamser-Plattengneis ein, wenn nicht überhaupt der Gameer-Plattengneis sich in ihr durch stete Glimmerzunahme verliert, was man bereits aus dem Auftreten des Laufeneggneises (Karte 1939, 8) im Anschluß gegen W vermuten kann.

Der Rosenkogelzug ist durch das Vorkommen einer größeren Anzahl von getrennten basischen Stöcken ausgezeichnet, die in einige Gleitbretter zerlegt wurden. Der Rosenkogel und seine Umgebung ist der mächtigste basische Stock. Die genaue Verfolgung dieses Gesteinszuges im N ergab eine größere Abweichung von meiner Karte (8), in der ich das Kärtchen von Professor O. Friedrich, das mir entgegenkommenderweise für die damalige Publikation überlassen wurde, veröffentlichte. Auch die Beob-

achtungen Doelters (15) konnte ich nicht bestätigen. Daher gebe ich alle vor 1946 publizierten oder vermuteten Amphibolitzüge unterbrochen auf der Karte an. Weiter gegen O zu folgt nach einigen kleineren Lagen der Zug von Engelweingarten. Von ihm sind nicht nur einige Linsen gegen S und O abgequetscht, sondern das ganze Band wurde im O von SO her zusammengeschoppt und mit Glimmerschiefer verschuppt. Gegen W jedoch ist er auf wenige Meter reduziert und, wie die kleinen Aufschlüsse N von Gensenberg zeigen, scheinbar wurmartig gezogen.

Im Gegensatz dazu verläuft der dritte größere Zug im N des letzteren sehr ruhig und gleichmäßig. Seine Bänke liegen stets schwebend und nur gegen O sind einzelne, größere Linsen abgespalten. Gegen W zu nimmt die Mächtigkeit durch Aufblättern in mehrere, leicht gefaltete, dünne Lagen ab, von denen die meisten sich im injizierten Glimmerschiefer verlieren. Der mittlere Zug zeigt eine Eigentümlichkeit, wie wir sie bereits W Greisdorf und in Richardsberg — zwar weniger gut aufgeschlossen — beobachten konnten; er zieht vom Glimmerschiefer in den Plattengneis herein. Bei Angenofen ist dies gut zu verfolgen, wie der grobkörnige Amphibolit im Streichen feinkörnig wird und, im Handstück ersichtlich, eine bessere Regelung der Hornblenden aufweist, während der  $\pm$  injizierte Glimmerschiefer — aber nicht jene wulstigen Formen, wie bei Engel oder beim Reinischkogel — in glimmerreichen Plattengneis übergeht. Die Verfolgung dieses Vorganges ist bei Rachling durch jüngere, kataklastische Durchbewegung der Gesteine stark verwischt, doch treten dort in wenige Dezimeter dicken Bändern Eklogite in der gleichen feinkörnigen Form auf. Noch werden sie bereits im engeren Plattengneisgebiet von dünnen Glimmerschieferlagen begleitet. Im Teussenbach wird der Zug bis zu 3 m mächtig und man kann direkt beobachten, wie diese feinkörnigen, sehr granatreichen Eklogite, die nur eine sehr geringe Amphibolitisierung mitgemacht haben, im Plattengneis stecken. Sie sind vollkommen eingeregelt, wie die Messungen der Striierung ergeben haben. Doch ist das Auftreten dieser Lagen für die Plattengneisbildung störend empfunden worden, denn die Augenbildung tritt hier besonders im Liegenden des Eklogites so zurück, daß man eher von Gneisquarziten sprechen kann. Unterhalb des Ortes Teussenbach ist der Zug nur mehr 40 cm mächtig und amphibolitisch, läßt sich aber an den nicht zu wechselnden „Plattengneisamphiboliten“ in Lesesteinen weiter gegen W verfolgen. S des Stainzbaches, auf dem Hang zum J. H. Göri (Förster-Franzl) tritt diese Einlagerung im Plattengneis wieder auf und zieht im N des Stainzbaches bei Vastlhansl zum Falleggbach. Bei Klugannerl traf ich die Lage wieder, von wo sie gegen N in den oberen Schwarzenbach hiegend, vermutlich S Drinschl in den Glimmerschiefer hinauszieht. Nirgends wird sie jedoch nochmals so mächtig, wie im Teussenbachgraben.

Das Neuartige an diesem Vorkommen ist einerseits, daß man noch nie in der Koralpe einwandfrei beobachten konnte, daß sich eine basische Lage vom injizierten Glimmerschiefer ohne Unterbrechung bis in den Plattengneis herein und durch den gesamten Komplex  $\pm$  einheitlich durchverfolgen ließ (24, IX). Closs (11) fand als erster „diablastische“ Amphibolite (1) im Plattengneis. Die zweite, vielleicht noch eigenartigere Eigenschaft des Zuges ist die, daß es — auch wenn die Lagen nur wenige Zentimeter

dick werden — zu keinerlei Kontakt oder Aufschmelzungserscheinungen kommt, obwohl die Plattengneisbildung zweifellos jünger ist, sondern das Gestein bloß einen anderen Habitus, eine tektonische Fazies im Sinne Sanders (35) im Plattengneis annimmt, wodurch man es mit  $\pm$  Genauigkeit im Handstück als Plattengneisamphibolit und -eklogit ansprechen kann. Mehr läßt sich ohne Dünnschliffe leider nicht aussagen. Daß ganz ähnliche Gesteine auch in den basischen Zügen des Glimmerschiefers lokal auftreten können (Plattengneisamphibolit ähnlich: NW Gensenberg an der neuen Straße, Plattengneiseklogit ähnlich: N Amreich einige wenige Zentimeter dicke Bänke), sei nur erwähnt, um zu zeigen, daß diese Ausbildung basischer Gesteine einen extremen Spezialfall im Gesamtgebiete der Eklogit-Amphibolite der alpinen Eklogitfazies (20) darstellt. Da wir nun einen tektonischen Spezialfall in den oben erwähnten Gesteinen erblicken, so ist es billig, dieselben Bedingungen für die umhüllenden, metamorphen Sedimentgesteine anzunehmen, indem wir sagen, daß im Bereich der „koriden“ (29) Glimmerschiefer der Plattengneis mit allen Spielarten einen extremen Spezialfall darstellt. Als typische Beispiele wären die oben erwähnten Vorkommen vom Ofen bei Engel: wulstiger, struppiger Injektionsglimmerschiefer mit grobkörnigem Amphibolit als Normaltypus des Glimmerschiefergebietes, und beim Ort Teussenbach: Plattengneis mit feinkörnigem Amphibolit, gegenüberzustellen. Ein anderer Fingerzeig ist die Mächtigkeit basischer Stöcke im Glimmerschiefer bis über 300 m, die nur insofern einen Einfluß auf die Injektionsglimmerschiefer ausüben (24, VIII), als diese gerade dort ihre struppige Textur besonders gut zeigen, während entlang der dünnen, basischen Einlagerungen bis tief in den Plattengneis hinein Glimmerschiefer erhalten bleiben und bei sogar extrem günstigen Bedingungen für die Feldspatisation, wie im Teussenbachgraben, wo wenige Dutzend Meter oberhalb des Eklogites die oben erwähnte, 60—70 m mächtige, pegmatitische Lage auftritt, wodurch die Augenbildung durch das nur 3 m dicke Eklogitband sichtlich unterdrückt wird.

Eine andere Frage, die man sich stellen muß, wenn so ein basischer Zug wie ein atratigraphischer Horizont eine Gneiszone durchschneidet, ist nach der Horizontbeständigkeit desselben im Plattengneis. Meist verläuft der Amphibolit so, daß zwei Drittel des Plattengneises im Hangenden folgen, nur bei Drinschl scheint er in ein höheres Niveau emporzusteigen, während er im Teussenbach wahrscheinlich die tiefste Lage einnimmt. Jedenfalls ist er immer vollkommen eingeregelt und zieht nicht von der Hangend- zur Liegendserie durch. So konnten sich hier keine Anzeichen dafür finden, daß die Vergneisung etwa in einem spitzen Winkel zu den alten, stratigraphischen Horizonten verlaufen würde.

Weit eingehenderer Studien bedarf eine andere Erscheinung, die vorwiegend parallel (aber auch selbständig) mit dem Verlauf dieser basischen Züge auftritt. Entlang dieser Vorkommen liegen im Plattengneis unförmige Knollen eklogitischer Zusammensetzung, Kalksilikatfelse und ähnliche Gesteine, die meist richtungslos körnig struiert, häufig von derhem Quarz durchsetzt sind. In eine ähnliche Position scheint Angels (4) diopsidische Knolle hineinzugehören. Derartige Gesteine fand ich bei Angenofen, Raibling, Teussenbach Ort, wo sie bis über 1 m groß werden, usw. (siehe Karte). Ebensolche Knollen treten auch im Hirscheggergneis auf, in dem

Plattengneiseklogite nur sehr selten und der Natur des Gesteins entsprechend nicht so gut geregelt sind. Anstehend konnte ich diese Knollen in diesem Gebiet nur einmal WNW von Greisdorf finden, die dort genau so vom Plattengneis umschlossen werden, wie die Turmalinknolle und die Feldspataugen.

Zwischen Greisdorf und Koberegg sind dem kataklastischen Plattengneis kleine Quarzgänge (Quarzite) konkordant eingelagert; ähnliche Quarzite treten zwischen Kramer und Ungerjokl im Hirscheeggergneis auf. Vom Klugbauer, gelbe Markierung, zum Aiblwirt fand ich auf dem Weg eine eigenartige, braune „Hornsteinknolle“. Professor O. Friedrich zeigte mir mehrere solche, die er in der weiteren Umgebung von Ligist gesammelt hatte. Die Entstehung dieser derben Massen ist noch völlig unklar.

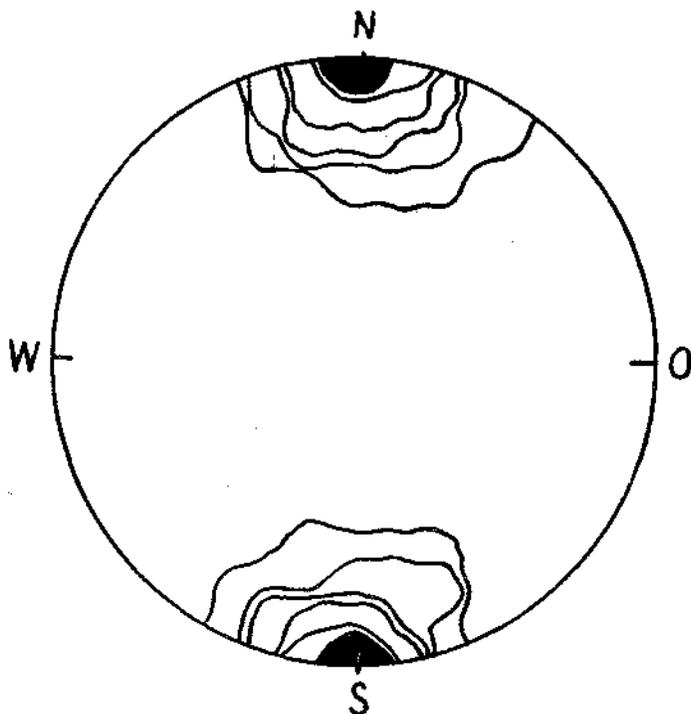
### Tektonik.

Es liegt ein kuppelförmiger Bau vor, in dessen zentralem Teil die Liegendserie mit Marmor und Quarziten auftaucht. Trotz aller Verzahnungen und Übergänge verschwindet der Plattengneis nach allen Seiten unter die hangenden Glimmerschiefer, scheint sich jedoch früher oder später aufzulösen und nicht als normale Antiklinale im Gamser-Plattengneis wieder aufzutauchen. Vorwiegend durch das steilere Einfallen bedingt, ist die Westgrenze schärfer markiert, während er gegen N zu sich mit den ausgreifenden Fingern des Ligister-Plattengneises zu verzahnen scheint. Wie er weiterhin gewellt und im N gegen W und O zu abfällt, ist aus der Kartenbeilage zu entnehmen.

Viel konstanter als das Streichen und Fallen ist die Striemung, die B-Achsen der Kleintektonik, die in diesen Gesteinen vorzüglich makroskopisch ausgebildet, jeden Geologen zu Messungen herausfordern. Sander (36) beschreibt den Koralpen-Pegmatitgneis als Typus eines B-Tektonits, was sich auch bei den makroskopischen Untersuchungen der Regelung des Gefüges bewahrheitete. In dem flachliegenden Gneise ging ich bei den Messungen meist in der Weise vor, wie es Cornelius (12) im Unterengadiner Fenster durchführte. Jedoch hat Cornelius' Bemerkung, daß es sich gegenüber der Sander'schen Winkelmeßmethode (37) bloß um Abweichungen von  $5^{\circ}$ – $10^{\circ}$  handelt, insofern eine Einschränkung zu erleiden, als es sich hierbei nur um Schichtneigungen bis zu höchstens  $30^{\circ}$  handeln darf. Sobald das Fallen jedoch mehr als  $30^{\circ}$  ausmacht, treten bei einem mittleren Striemungswinkel zur Streichrichtung Ungenauigkeiten in einem Ausmaße auf, wie man sie nicht mehr so einfach in Kauf nehmen kann. Außerdem kann man bei einer stärkeren Neigung das Streichen bereits so genau messen, daß die Sander'sche Methode zweifellos vorzuziehen ist. Da meine Messungen bei recht flacher Neigung durchgeführt wurden (Fallen über  $30^{\circ}$  ist selten), benützte ich meist die Methode von Cornelius, notierte jedoch auch Streichen und Fallen, so daß ich auf anderem Wege die Messungen zur Eintragung im Schmidt'schen Netz verwenden konnte. Für viele, gute Ratschläge und Einführungen in diese Wissenschaft bin ich meinem Freunde Dr. Exner herzlichsten Dank schuldig. Zur Kontrolle und im Zweifelsfalle nahm ich die Messungen nach beiden Methoden vor und erhielt selten stärkere Abweichungen als  $4^{\circ}$ – $6^{\circ}$ .

Aus der Oleate der Strömungen, zu der mir Herr Professor Göttinger riet, ist vieles zu erkennen, was in den Diagrammen verborgen bleiben würde. In dem Diagramm über die Messungen für den Stainzer-Plattengneis ist nur der Plattengneis im engeren Sinne nach der petrographischen

## Stainzer Plattengneis



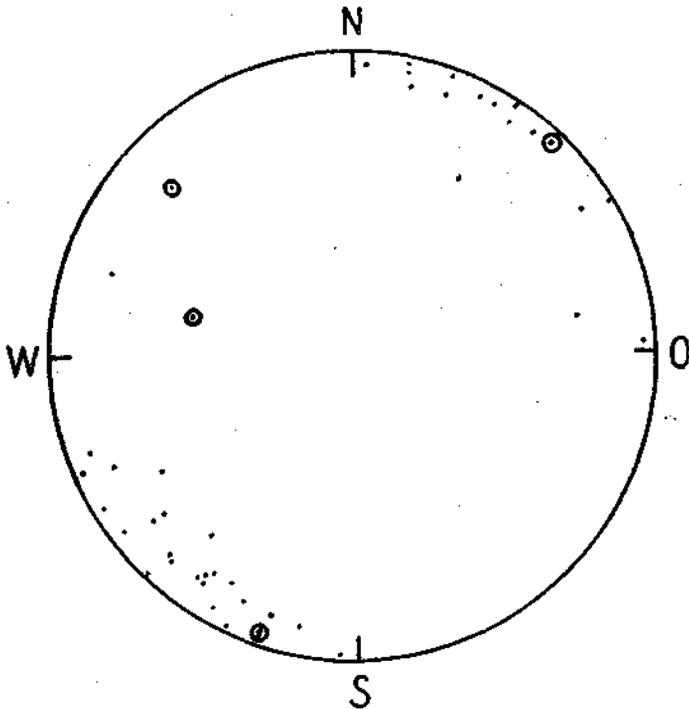
*205 Pole ausgezählt zu 1% >30,-20,-10,-5,-3,-1,0*

Abb. 1

Verbreitung auf der Karte gemeint, wobei allerdings die Mischungsgebiete im SO und NO zugezählt wurden; doch ist es gerade dort bezeichnend, daß schon mehr als Glimmerschiefer zu benennende Typen genau die gleiche Regelung aufweisen, wie der eigentliche Plattengneis. Das im N anschließende Gebiet des Ligister-Plattengneises wurde in das Diagramm (Abb. 1) nicht einbezogen, doch ist aus der Oleate zu entnehmen, daß dieses Gneisgebiet die gleiche Regelung aufweist, wie der Stainzer-Plattengneis. Aus dem Diagramme und der Oleate ist zu ersehen, welche vor-

zügliche Gefügeregelung im Gneisgebiet in N—S-Richtung herrscht, was auf eine O→W-Bewegung hinweist, die weiter unten noch bewiesen wird. Trotzdem treten häufig Störungsgebiete mit Abweichungen bis über 30° besonders gegen O auf, was auf die jüngeren, kataklastischen Zerkümmungen zurückzuführen ist. Bedeutsamer und viel sprechender ist

## Hangend Serie des Stainzer Plattengneises



*Gl.-Gneise    ⊙ Hornblende*  
*Regelungs Diagramm von 45 Achsenpolen.*

Abb. 2

die Tatsache, daß parallel zum zonaren, petrographischen Bau ein ebensolcher der Strömungsrichtungen vorhanden ist. Die N—S-Strömungsrichtung im Plattengneis geht im ersten Hirscheggergneisbogen (am deutlichsten), aber auch im S des Rein- und Sierlingbaches in eine N 30° O streichende über, in die auch der Rosenkogel einbezogen ist, der sich wie ein Bogen konvex gegen W krümmte und den Injektionsglimmerschiefer vor sich herschob. Die nächste Zone, die größtenteils mit der wirren Faltungszone zusammenfällt, streicht regelmäßig N 60° O,

ohne sich um den Faltenbau zu kümmern. Extreme Werte zeigt der Engelweingartenzug, der im Bauplan mit einer Strömungsrichtung von über  $100^\circ$  eine Sonderstellung einzunehmen scheint<sup>1)</sup>. Mehrfach wurde auch makroskopisch die Regelung der Hornhlenden (Abb. 2) gemessen, wenn sie linear — parallel der B-Achse — angeordnet sind und sich dem Bewegungsschema der Umgebung angepaßt hatten, während der Zoisit im Steinbruch Lebbauer zum Beispiel mit Vorliebe eine flächenhafte Anordnung zeigt.

Für besonders wichtig erachte ich, daß die Glimmerschiefer dort, wo sie in den Plattengneis übergehen, die Regelung des Plattengneises annehmen und nicht umgekehrt. So gehen die Hirscheggergneise und Glimmerschiefer der Sommereben gegen O im Streichen in den Ligister-Plattengneis über und nehmen dessen Regelung an. Das erste Hirscheggergneisband nimmt im N des Stainzbaches ohne petrographische Angleichung die Regelung des im Liegenden folgenden Plattengneises an. Es folgt also der petrographischen Aushildung der Gesteine eine tektonische Einregelung, die in engstem Zusammenhange mit ihr zu stehen scheint. Selten geht die Faltung mit der Richtung der B-Achsen parallel, wie im oberen Fallegghach (siehe Oleate).

Man kann also, wenn auch die Regelung in der Glimmerschieferzone eine mehr gelockerte ist (siehe Abb. 2), doch auf Grund der räumlichen Verteilung auf folgende Gliederung kommen:

- |  |              |                                |
|--|--------------|--------------------------------|
| 1. Zentrale Plattengneistektonik:        | Strömung N—S | $0^\circ$                      |
| 2. Übergangstektonik (Hirscheggergneis): | Strömung N   | $30^\circ$ O $30^\circ$        |
| 3. Tektonik der wirren Faltungszone:     | Strömung N   | $60^\circ$ O $60^\circ$        |
| 4. Tektonik des Engelweingartenzuges:    | Strömung     | üb. $100^\circ$ üb. $10^\circ$ |

Die geringere Anzahl von Messungen in der Glimmerschieferzone ist auf den Vorgang der diffusen Injektionen zurückzuführen, den Kieslinger (24, VIII) als „Entschieferung“ bezeichnet; daher konnten im typischen, wulstigen Injektionsglimmerschiefer keine Messungen vorgenommen werden. Wichtig ist auch der Ausdehnungsbereich der Bedeutung der einzelnen, gemessenen Strömungsrichtung, der im Stainer-Plattengneis s. s. für den gesamten Komplex gilt; dasselbe scheint auch auf den Ligister-Komplex zu stimmen, während der Geltungsbereich der übrigen Strömungsrichtungen zonar angeordnet ist. Die durch verschiedenes Streichen und Fallen angezeigten Aufwölbungen und Faltenachsen lassen sich nur selten mit der herrschenden Strömungsrichtung in Einklang bringen. Meistens streichen sie völlig unabhängig von jenen quer über sie hinweg. Daraus schließe ich, daß die Faltung im großen ein der Strömung vorhergegangener Prozeß ist.

Die Klüftung steht in engem Zusammenhang mit der älteren und jüngeren Tektonik. Der flachen Lagerung der Gesteine entsprechend, ist das Fallen überwiegend saiger, daß eine Darstellung des durchschnittlichen Fallens auf der Klüftrose sich erübrigt. Ausschlaggebend für die Betrachtung der Klüftung im Kristallin überhaupt ist die hervorragende Studie Stinys (40) über die Klüftung des Teigitschgebietes und seine hydrographische Bedeutung. Aber gerade durch den Verlauf der Flüsse im Einzugsgebiet

<sup>1)</sup> Die Neuaufnahmen 1947 haben zu einer genetischen Deutung für die zonare Anordnung geführt.

des Stainzbaches ist angedeutet, daß eine Zerlegung in Großschollen so wie im Teigtischgebiet nicht zu erwarten ist. Dementsprechend weicht das Bild der Kluffrose des Stainzer-Plattengneises stark von denen des Teigtischgebietes ab. Die allgemeine Entwässerungsrichtung entspricht deutlich dem Maximum von  $105^{\circ}$ , während das senkrecht dazu ausgebildete Gegen-

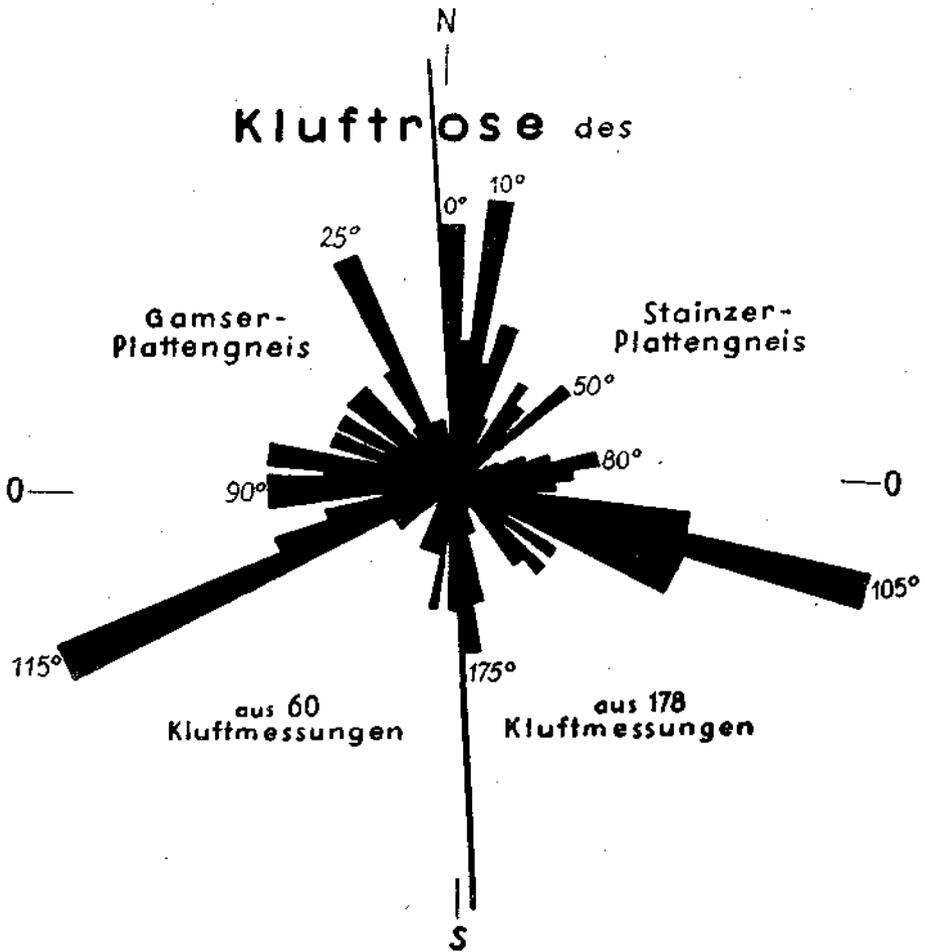


Abb. 3

maximum stark verbreitert und zersplittert ist. Diese beiden Richtungen N—S und  $105^{\circ}$  entsprechen auch sehr gut den Haupteinbruchlinien der Stainzer Bucht im Miozän. Trotzdem ist es auffallend, daß die Bruchlinie von  $20^{\circ}$ — $25^{\circ}$ , die ich im Tertiär und Kristallin in gleicher Häufigkeit mit den anderen Richtungen beobachten konnte, durchaus nicht mit dieser Intensität hervortritt. Statt dessen tritt ein kleines, aber deutliches Maximum bei  $80^{\circ}$  auf, zu dem sich gar keine weiteren Beziehungen in der Bruchtektonik finden ließen. Ohne weiteren Zusammenhang tritt die kleine

Spitze um 50° herum auf, was um so mehr verwundert, da diese Richtung im S sehr an Bedeutung gewinnt, gerade im Stainzer-Plattengneis jedoch nie auf ein einziges Mal völlig zurücktritt. Ob die Klüftung in gewisser Hinsicht von der älteren Striemung abhängig ist, könnte man aus der Verbreiterung des Gegenmaximums schließen. Das Hauptmaximum scheint mir jedoch nichts anderes darzustellen als das Korralpenstreichen (17), das hier eben mehr gegen N abgelenkt ist, als im zentralen Teil der Korralpe. Deutlich folgen diesem Streichen auch die Glimmerschieferzüge des Rosenkogel und von Hochgrail, während dies bei der flächenhaften Ausdehnung des Plattengneises nicht so klar in Erscheinung tritt.

### Das Gamser-Plattengneisgebiet.

War es beim Stainzer-Plattengneis die klare Westgrenze, die den gesamten Bau markiert, so ist es gerade die Westgrenze, in die der Gamser-Plattengneis einen langen Gneisstreifen entsendet, der schwer abzugrenzen ist. Gegen NO zu verzahnt er sich mit dem Glimmerschiefer, während er gegen S zum Wildbachschenkel des Freiländer-Plattengneises einigermaßen scharf abschneidet. Durch diese gegen W zu spitzwinkelige, dreieckige Gestalt macht er den Eindruck, als wäre er nur ein weiteres, äußeres Bogenstück des Stainzer-Gneiskerns, doch scheint ihm diese eigentümliche Form erst später aufgeprägt worden zu sein. Zumindest hat er zur Zeit des Vergneisungsvorganges nicht in dieser Form vorgelegen. Der eigentliche „Kern“ ist auf ein recht kleines Stück von Grillerkogel, Greimkogel besonders gegen N über die neue Straße von Stainz hinaus beschränkt. Die Hauptmasse des Gesteins zeigt eine allmähliche Glimmerzunahme, sowohl im Streichen als auch im Fallen, so daß stengelige und runzelige Schiefergneise entstehen, wie ich sie im Stainzer Gebiet nicht beobachten konnte, sie dafür W von Schwanberg (Salzgerkogel) häufig sind. Ebenso tritt der oben beschriebene Laufneggneis als „aplitische“ Randfazies auf, bis diese Gneise im plattigen Glimmerschiefer verschwinden. Eigentümliche, stark verfilzte Granatglimmerschiefer, die im Steinbruch Holzhanzl bei Vochera und NW Logus (Longus-Seppl) an der neuen Straße aufgeschlossen sind, streichen noch weit in den Gneiskern herein und scheinen der Gneishildung erfolgreich Widerstand geleistet zu haben. Die Zunahme des Glimmers im Gneis ist an der neuen Straße vom Hacker-Steinbruch zum Gregorhiasl entlang eines durchgehenden Felsaufschlusses sehr gut zu beobachten. Beim Greimbauer und beim Granl W. H. treten jene kondantanten Feldspatlagen in größerer Mächtigkeit (5–15 m) auf, doch erreichen sie nie die Größe wie im Stainzer-Plattengneis. Ganz allgemein scheint es sich um ein kleineres Vergneisungsgebiet zu handeln, wenn auch der größte Teil im O eingebrochen und von Tertiär bedeckt, unseren Blicken entzogen ist. Unterhalb des Greimbauer sind im Hohlweg typische Plattengneis-Eklogite aufgeschlossen, die aber hier noch im glimmerreichen Schiefergneis der Übergangszone liegen. Im N und S des Greimkogels fand ich eigenartige Eklogitknollen aus dem Plattengneis, wie ich sie sonst nirgends noch sah. Bei Mitteregg sind mehrfach Kalksilikatbänder im Schiefergneis eingeschaltet. Zwischen Hansmirtl und Logus sind in die runzeligen Gneise, die den Hirscheggergneisen ähnlich werden, kopfgroße Disthenlinsen mit einige zentimetergroßen Kristallen eingeschaltet. Zum

Auftreten der Gesteine ist zu bemerken, daß wiederum die injizierten Glimmerschiefer und Eklogitstöcke des Rosenkogels das Hangende darstellen und der Plattengneis mit seinem Gefolge eine mittlere Lage einnimmt. Der Kristallinsporn des Furtnerberges besteht aus den hangenden Glimmerschiefern. Die Liegendserie taucht diesmal nicht im Zentrum auf, das zertrümmert und eingebrochen ist, sondern erscheint am Südrand beim Klugbauer in einem Streifen von Marmor, Quarziten und Pegmatiten, die steilgeschuppt mit den Amphiboliten der Hangendserie des Wildbachschenfels vermischt sind. Diese Zone zieht S des Hansmirtl gegen NW und scheint in dieser Richtung unter den Ausläufern des Gamser-Plattengneises zu verschwinden; die weiteren Einzelheiten müssen erst genauer untersucht werden.

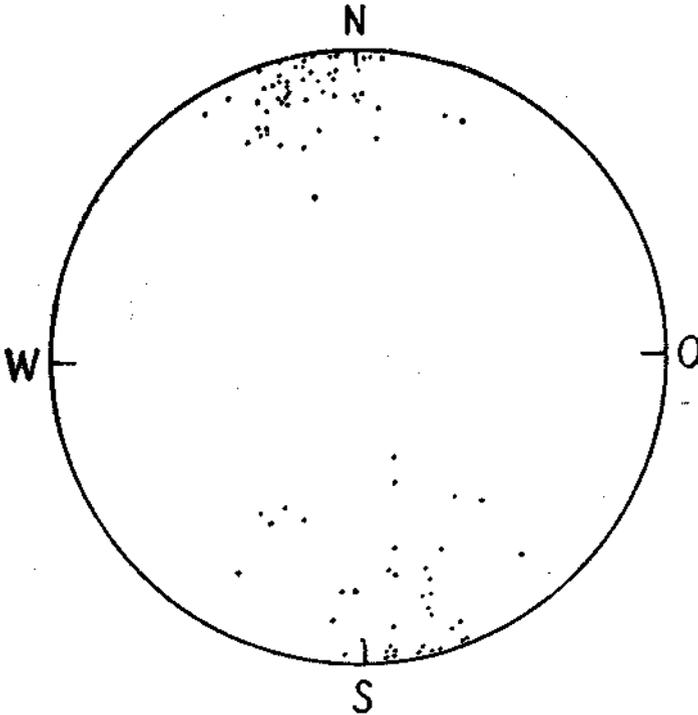
### Tektonik.

In den einzelnen Abschnitten dieses Komplexes ist die Tektonik sehr verschieden. Im NO einfache, vorwiegend schwebende Lagerung mit wenigen, großwelligigen Verbiegungen und regionalem NO-Fallen, was sehr an das Verhalten des Stainzer-Plattengneises in der Umgebung von Greisdorf erinnert. Im Zentrum wurde der Plattengneis durch jüngere Bruchtektonik in Schollen zerlegt, die ehemals eine ruhige, schwebende Lagerung, wie auf dem Greimkogel, eingenommen haben. In schroffem Gegensatz dazu stehen die W- und NW-Gebiete, die eine verwirrende Fülle von Verbiegungen (8) aufweisen, deren Bauplan auf den ersten Blick nicht zu erkennen ist. Fast jedesmal ist es, wie ein Prinzip, zu bemerken, daß das Streichen von einem Aufschluß zum anderen um  $\pm 90^\circ$  verdreht ist. Auch das Fallen wechselt scheinbar regellos auf wenige Meter von flach bis saiger. Da allein auf der neuen Straße von Stainz gute Aufschlüsse vorhanden sind, erhält man nur einen Querschnitt durch dieses interessante Gebiet. Als Lösung des Rätsels vermute ich, daß — nach der Verbreitung der Gneise — eine ältere S  $\rightarrow$  N gerichtete Faltung durch eine jüngere O  $\rightarrow$  W gerichtete in der Weise umgefaltet wurde, daß bald die Wirkung der einen, bald die der anderen zu erkennen ist. So trennt eine Linie in NNW-Richtung vom Grillerkogel über den östlichen Greimbach nach N Gebiete verschiedener Tektonik, wobei die jüngste Beanspruchung absichtlich weggelassen wurde.

Betrachtet man das Regelungsdiagramm (Abb. 4) des Gamser-Plattengneises und vergleicht es mit dem Stainzer, so fällt einem sogleich die zerstreutere Lage der Achsenpole auf, was vorwiegend durch das häufigere Auftreten steileren Fallens begründet ist. Daher mußte hier mehr mit der Methode Sanders (37) gearbeitet werden, was zwar genauer, aber zeitraubender ist. Im Gegensatz zum Stainzer-Plattengneis weicht die Hauptrichtung der B-Achsenpole gegen NW zu ab, was gerade die Richtung der obgenannten Linie darstellt. Gegen O zu scheint die Regelung immer mehr der des Stainzer-Plattengneises ähnlich zu werden und einheitlich schwach gegen N geneigte Achsen zu haben. Von der genannten Linie gegen W wechselt die Richtung der Achsen mit dem Fallen, jedoch die Strömungsrichtung geht fast unbeeinflusst vom Streichen durch den gesamten Komplex durch (siehe Oleate!). Darin sehe ich wieder einen Beweis, daß die Strömung jünger als der Faltenbau des Gebirges ist. Die kataklatischen Zertrümmerungen des Gesteins sind jedoch noch jünger als

die NNW—SSO gerichtete Striemung, denn man kann im Gebiet diese Beanspruchung klar als eine Verstellung der Striemung durch lokale Umschieferung erkennen. Meist weicht diese neue Striemung in NNO-Richtung ab, wie beim Stainzer-Plattengneis, während im äußersten Süden eine Umstellung in O—W-Richtung stattfindet. Hand in Hand damit geht die Schollenzerlegung durch Verbiegungen und Verstellungen, wie man

## Gamser Plattengneis



*Regelungs Diagramm von 85 Polen.*

Abb. 4

es O von Hausmirtl in verwirrender Fülle beobachten kann. Letztere Umstellungen infolge kataklastischer Beanspruchungen scheinen mit analogen Erscheinungen, die Purkert (32) von Kulm bei Weiz erwähnt, übereinzustimmen. Auch hier biegt der Gneis von W—O-Streichen und N-Fallen auf wenige Meter Entfernung in N—S-Streichen mit W-Fallen um und Glimmerschieferstreifen sind miteinbezogen, so daß das tektonische Bild außerordentlich bunt wird. Die Striemung folgt nur stellenweise diesen Vorgängen und zeigt dadurch eine rein lokale Umschieferung an.

So wenig auf den ersten Blick die Klüftungsrichtungen (Abb. 3) im Stainzer- und Gamser-Plattengneis im Großen gesehen voneinander abzuweichen scheinen, so ist doch der Unterschied in bezug auf die jüngere Tektonik sehr auffallend. Trotz der geringeren Anzahl der Messungen lassen sich ein Hauptmaximum im Korralpenstreichen und ein scharfes Gegenmaximum senkrecht dazu herauslesen. Versucht man aber diese Linien in Zusammenhang mit der sehr intensiven Bruchtektonik in Übereinstimmung zu bringen, so ist man erstaunt, daß dies kaum möglich ist. Die Hauptrichtung von  $115^{\circ}$  und die Gegenrichtung von  $25^{\circ}$  kann vielleicht mit dem gezackten Verlauf der Tertiärgrenze im NO zusammenhängen, doch scheint hier die reine N—S-Richtung eine größere Rolle zu spielen. Die Hauptbruchlinien von  $45^{\circ}$ ,  $60^{\circ}$  und  $135^{\circ}$ , die das Bild der Bruchtektonik beherrschen, treten jedoch gar nicht in der zu erwartenden Häufigkeit in Erscheinung. Ja gerade dort sind ausgesprochene Minima zu sehen. Auch mit der Strömungsrichtung ist nicht diese harmonische Übereinstimmung zu beobachten, wie bei Stainz. Immerhin ist bei  $170^{\circ}$  ein deutliches Maximum, aber während die Strömung um etwa  $15^{\circ}$  gegen W gedreht erscheint, ist die Hauptklüftung um  $10^{\circ}$  gegen O und zeigt daher keine Abhängigkeit von der Strömungsrichtung. Somit wären eigentlich lauter negative Charakteristiken gegeben.

#### Zum Freiländer-Plattengneisgebiet.

Vom Freiländer-Plattengneis werde ich nur auf die beiden steilen Schenkel und die dazwischenliegende Marmorserie eingehen, während der Hauptkomplex im W erst neuerlich überarbeitet werden muß. Als vielleicht bedeutendster Unterschied zu den vorherbesprochenen Gneisgebieten scheint mir das Auftreten mächtiger Pegmatite, die bald konkordant als Gneise, bald diskordant als echte Gänge, stets jedoch mit einem Gehalt von Granaten bis Nußgröße auftreten, zu sein. Ob die kataklastischen Pegmatitgneise primär diskordant den Plattengneis durchsetzt haben, später jedoch als Mylonite eingeschichtet wurden, ist nicht zu entscheiden, da das ganze Gebiet eine starke Kataklyse erlitten hat. Nach meinen übrigen Erfahrungen ist es auch unwahrscheinlich, da ich nirgends ein eindeutiges Übergreifen der wenn auch diskordanten Pegmatite von einer Serie in die andere beobachten konnte, wie bei den Amphiboliten. Die Granatführung scheint aber besonders im Gebiet um Deutschlandsherg ausgeprägt zu sein (30a). Der diskordante (?) Pegmatit bei Freiland (24, VI; 8) muß auch nochmals genauer verfolgt werden. Jedenfalls zieht er nicht bis in den Wildbachgraben, wie Kieslinger (24, VI) angibt. Im N des Wildbachgrabens treten kaum 60 m voneinander entfernt in konkordanter und in der Hangendserie ein diskordanter Pegmatit auf, die, als Härtlinge ausgewittert, in den Wildbachgraben gegen W ziehen. Der diskordante führt nebst den Granaten, die teilweise Umsetzungen in Biotit zeigen, massenhaft zertrümmerte Turmalinkristalle. In seiner Begleitung tritt ein eigenartiger, fleckiger Granatgneis auf. Ähnliches beschreibt Machatschki (30a) von einem Pegmatit an der Freiländer Waldbahn. Auf dem Weg zum Klugbauer findet man etwa 100 m hinter Posch nebst Eklogitknollen faustgroße Biotitknollen. Oberhalb von dieser Zone tritt Glimmerquarzit auf, der vielleicht der Liegendserie des Gamser Plattengneises angehört. Den Amphibolit im S des Klug-

bauer rechne ich eher zur Hangendserie des Wildbachschenkels. Jedenfalls hat das ganze Gebiet eine starke tektonische Durchmischung mitgemacht.

Gegen die liegende Marmorserie zu geht der Plattengneis durch Aufnahme von Quarz und Glimmer ohne scharfe Grenze in Glimmerquarzite über, wie ich es bereits früher (8) ausführte. In der Marmorserie konnten zwei parallele Marmorzüge verfolgt werden. Der nördliche hat im W größere Mächtigkeit (Steinbruch unterhalb Kramermirtl, Bleisching), während der südliche im O stärker ist (Steinbruch Großbauer). Ebenso treten beim Kleiner zwei oder drei Marmorzüge geringerer Mächtigkeit auf. Gegen W zu wird der Zug reicher an basischen Begleitgesteinen. So fand ich nebst kleinen Amphibolitlagen bei Bleisching einen Biotitgneis, der ganz den Kränzelgneisen (2, 5) der Stubalpe ähnelt. Während diese Züge bereits länger bekannt sind, so ist es von wesentlicher Bedeutung, daß ich beuer eine kleine Marmorlinse (1 m mächtig) mit Biotitamphibolit 20 m N von der Kapelle K. 797 m, O von Groß, im Plattengneis fand. Sie weist nämlich durch ihre Lage direkt auf eine vermittelnde Stellung zwischen der liegenden Marmorgruppe b) der Marmorserie (B) (8) und der hangenden Marmorgruppe a) der Marmorserie (A) hin, die wir gar nicht mehr erwähnt haben. Damals glaubte ich nämlich noch eine scharfe Trennung in zwei Gruppen durchführen zu können, die jedoch nach diesem Funde nicht mehr aufrechtzuerhalten ist. Ähnliche Beobachtungen machte bereits Kieslinger (25), kam jedoch später von dieser Deutung ab (24, IX). Auch Rittler (34) betonte, daß er niemals Marmorlinsen im Injektionsgneis beobachten konnte, wobei sein Injektionsgneis eher dem Hirscheggergneis als dem echten Plattengneis gleichzustellen ist<sup>2)</sup>. Die Bedeutung dieses Fundes und die Beobachtungen Kieslingers beim „Spitzelofenband“ sind deswegen hervorzubehben, als damit gesagt wird, daß die Entstehung des Plattengneises nicht immer parallel zum Schicht- und Faltenverlauf vor sich ging, sondern auch in spitzem Winkel die vorher gefaltete, metamorphe Serie schnitt. Daß die Entstehung sich trotzdem vorherrschend an die durch die Schichtung und Schieferung vorgezeichneten Bahnen hielt, wird durch die geringe Mächtigkeit der abgetrennten Marmorlinsen der hangenden Marmorserie a) erwiesen. Daß keinerlei Kontakterscheinungen vorzufinden sind, nimmt nach dem oben Gesagten weniger Wunder, als daß der Marmorzug im Gegensatz zum Eklogitband des Stainzer-Plattengneises in Fetzen zerrissen ist. Auch nimmt weder der Marmor noch der begleitende Amphibolit die „Plattengneisfazies“ an; das heißt, daß er feinkörnig und in die Plattengneistektonik eingeregelt worden wäre. Der Marmor der Hangendserie im Laßnitzgraben zeigt auch keine Kontakte, während der Marmorblock N von St. Oswald, bei Kautz, Augite führt und, wie Dr. Sedlacek fand, teilweise reichlich Skapolith enthält. Auch bei Bleisching konnte ich vereinzelt Kalksilikatfelse finden.

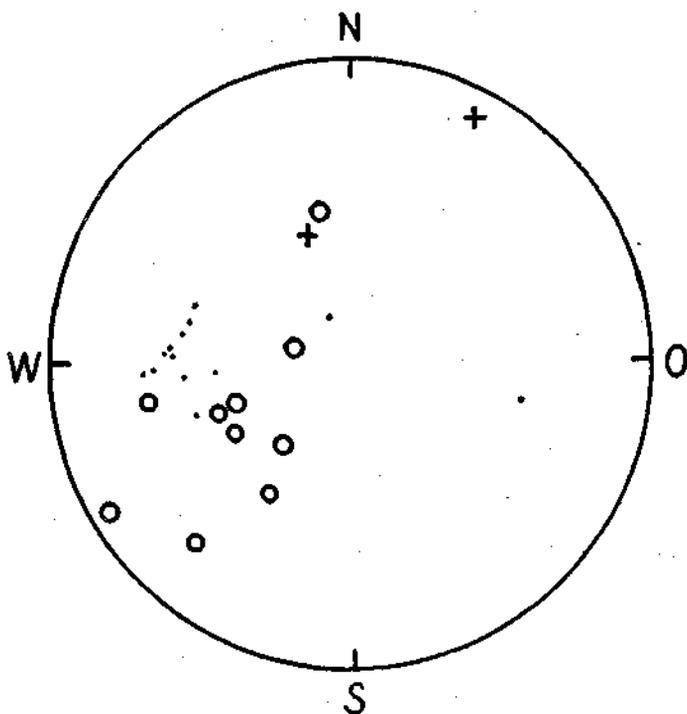
### Tektonik.

Schon die steile Lage der Gesteine ließ stärkere Abweichungen von der Regelung der nördlichen Gneiskomplexe erwarten. Gemeinsam ist das Süd-

<sup>2)</sup> Nach den diesjährigen Begehungen im W der Koralpe möchte ich Rittlers Injektionsgneis von dem Injektionsglimmerschiefer nicht abtrennen, im Gegensatz zum Hirscheggergneis.

fallen allen Gesteinen des Wildbachtals, was auch vom unsteten Streichen und Fallen der flachliegenden, nördlichen Nachbarn absticht. Hier konnten die Messungen der Striemung nur nach der Methode Sanders (l. c.) durchgeführt werden. Ebenso gleichmäßig wie das Streichen und Fallen verhält sich auch die Striemung (Abb. 5). Die B-Achsen fallen stets mit  $33^{\circ}$ — $48^{\circ}$  gegen W ein. Die Horizontalprojektion zeigt deutlich den Verlauf und das

## Freiländer Plattengneis



·: Wildbach-Schenkel, ○ Freiländer-Schenkel,  
+ Westteil.

Abb. 5

Auftreten der Striemung, die vom Gamser-Plattengneis her mit einem scharfen Knick in die O—W-Richtung einbiegt. Abweichungen gegen S sind im Wildbachschenkel die Norm, während im Freiländer-Schenkel ebensolche gegen N häufig sind. Die Tektonik ist in ihren Grundzügen schon aus diesen wenigen Messungen zu erkennen. Leider konnte ich meine früher gemachten Messungen nach der Methode Cornelius' nur bedingt zum Vergleich heranziehen, da sie bei den starken Neigungen viel zu ungenau sind. Dafür konnte ich dieselben aus dem flachliegenden Westteil dazu verwerten. Im W tritt wieder die bekannte N—S gerichtete

Striierung auf, die in besonderem Gegensatz zum Gamser-Plattengneis Abweichungen von  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  gegen O aufweist. Wodurch kam nun diese bedeutende Umstellung in die O—W-Richtung zustande? Durch das Auftauchen der Liegendserie und durch den gesamten Verlauf der Gesteinszüge ist es klar, daß eine S → N gerichtete Bewegung (8) diese Umstellung in O—W-Richtung hervorgebracht hat. Es ist also eine Umschieferung großen Ausmaßes entlang der Antiklinale der Marmorserie eingetreten, während die alte N—S streichende Striierung im westlichen Komplex wie ein relikvisches „si“ erhalten geblieben ist. Damit hängt auch die starke Kataklase dieser Zone zusammen. An der Grenze zwischen Liegendserie und Freiländer-Schenkel, beim Kramerwirtl, ist sogar Mylotinisierung und schwache Diaphthorese eingetreten. Alle diese Kennzeichen sprechen dafür, den Bewegungsvorgang den S → N-Bewegungen Kieslingers (24, IX) in der Diaphthorizonte gleichzustellen, obwohl ich mich zu einer zeitlichen Parallelisierung mit der alpinen Orogenese noch nicht entschließen möchte. Serizitisierung bis zum völligen Verschwinden der Feldspäte, Chloritbildung, schwache Vererzung in den Quarziten; Turmalinaplite werden zu Turmalinquarziten; in größeren Pegmatiten werden die Turmaline zu derben, schwarzen Massen bis zur Unkenntlichkeit zerstoßen = Ultramylonite. In dem Marmorsteinbruch beim Großbauer sind Harnischstriierungen zu erkennen, die um die Nordrichtung pendeln. Also scheint die S → N-Richtung zu wiederholten Malen in dem Gebiet aufgelebt zu haben. Es besteht aber noch eine Schwierigkeit: Das Untertauchen der Liegendserie unter den Plattengneis im W vollzieht sich unter verhältnismäßig flachem Winkel. Die B-Achsen einer solchen Umschieferung müßten aber parallel der Großfaltenachse verlaufen. Während aber die B-Achsen im Wildbachgraben durchschnittlich  $40^{\circ}$  gegen W einfallen, taucht die Liegendserie nur ganz flach unter. Wie die B-Achsen im W verlaufen, muß noch an den kritischen Punkten nachgemessen werden; außerdem tritt noch eine Erscheinung auf: Die Marmore des Freiländer Zuges lassen sich immer nur auf bestimmte Strecken durchverfolgen, dann biegen sie mit dem Westende gegen S zu ein und verschwinden in spitzem Winkel zum allgemeinen Streichen unter dem Freiländer-Schenkel (die Marmorlagen bei Groß sind eine Besonderheit). Wenn man nun annimmt, daß die drei getrennten Marmorzüge Gerhardshof, Großbauer, Kleiner ehemals zusammenhängen und erst in diese Teile bei der Umschieferung in der Weise zerstückelt wurden, daß von jedem der Westteil das Hangendste, der Ostteil das Liegendste der Antiklinale darstellt, so verringerte sich das Ausmaß der Neigung gegen W um ein Drittel, was mit  $12^{\circ}$  dem Winkel des Untertauchens im W am nächsten käme. Daß derartige Blattverschiebungen anzunehmen seien, zeigt sich in den morphologisch scharf ausgeprägten Knickungen des Freiländer Rückens, die parallel zu diesen Erscheinungen verlaufen. Um diesen Vorgang exakt nachzuweisen, ist das Gelände leider zu schlecht aufgeschlossen.

### Jüngere Bewegungen.

Versucht man diese drei Vergneisungsgebiete einander gegenüberzustellen, so kann man nebst vielem Gemeinsamen manche spezielle Entwicklungen erkennen, deren Deutungen noch vielfach im unklaren liegen. Besonders der Zusammenhang von Kristallisation und Tektonik liegt noch

völlig im argen, weswegen ich diese Probleme nur flüchtig streifen werde und mich mit den tektonischen Ergebnissen vorwiegend auf die Achsenmessungen beschränke. Zum Ausgangspunkt meiner Betrachtungen nehme ich die Beobachtungen im Stainzer-Plattengneisgebiet. Seine Lagerung und sein Auftreten scheint die Gneisbildung und Tektonik am einfachsten und klarsten wiederzugeben. Die südlichen Gebiete weichen durch Formen ab, die man immer auf den Typus des Stainzer-Gebietes auf irgendeine Weise als Grundform zurückführen kann. Sie stellen somit Spezialfälle des Stainzer-Plattengneises dar. Doch gibt es Erscheinungen in diesem Raum, die ich jetzt gemeinsam für alle drei Gneiskomplexe bespreche, da nur aus der Kombination aller dieser Gebiete die Einheitlichkeit und Richtung dieser Bewegungen zu erkennen ist. Über die Ausdehnung der Kataklyse im bearbeiteten Gebiet gibt das Kärtchen am besten Auskunft (Abb. 6).

Diesen Bewegungsvorgang kann man am besten mit dem Spalten der Gesteine vergleichen, wenn man ein Handstück nach der Schieferungsrichtung mit dem Hammer zerschlägt. So zieht sich die Mausegg-Schuppenzone parallel zum Fallen der Gesteine in den Stainzbach herein. Ein derartiges Verhalten wird am besten durch ein so flachliegendes Gebiet wie um Stainz erkennbar, während ich im Gamser-Gneisgebiet ein solches Verhalten nicht einwandfrei beobachten konnte und der steilgestellte Freiländer Zug an und für sich eine so starke Kataklyse mitgemacht hat, daß eine neuerliche Kataklyse kaum zu erkennen wäre. Gerade aber auf die Bewegungsrichtung gibt dieser tektonisch so interessante Zug neuerlich Aufschluß, woher diese „Schläge“ kamen, die das Gebirge zertrümmerten.

Etwa 500 m O von Rupp (Gerhardshof), dort, wo die Marmorserie über den Freiländer Rücken in das Laßnitztal zieht, ist der Plattengneis im Hohlweg hinter der Schmiede steilgestellt und völlig zu Grus verwittert. Außerdem tritt (sichtlich als tektonische Einschuppung) ein Streifen struppiger Injektionsglimmerschiefer im Plattengneis auf. Ebendort stand der Eklogit-Gabbro Kieslingers (18; 24, VII), von dem ich heuer noch ein Stück anstehend fand. Er scheint eine analoge, nur eben bedeutend größere Bildung wie die übrigen hasischen Knollen im Plattengneis darzustellen. Aus der Horizontalprojektion der Striemung des Plattengneises, wie aus der Oleate zu ersehen ist, kann man entnehmen, daß statt des Pendelns der Striemungsrichtung im Wildbach um die O—W-Richtung ein solches um die N—S-Richtung plötzlich auftritt. Das heißt, daß diese Umschwenkung durch eine Kraft aus dem O hervorgerufen wurde, die auch die Verschuppungen verursachte. Eine ähnliche Deutung wäre man vielleicht versucht der Marmorechuppe W Groß zu gehen, doch verläuft dort die Striemung des Plattengneises im Sinn der S → N-Bewegung. Alle diese Vorgänge sind nur unter einer sehr geringen Belastung vorstellbar, deshalb ist der Vorgang keine so konsequente, homogene Umschieferung, sondern weicht verschieden stark von der bereits vorgezeichneten Schieferung ab. Meistens kann man jedoch eine Ablenkung der Bewegung gegen OSO beobachten und das ruft die Auflockerung in den Regelungsdiagrammen des Stainzer- und Gamser-Plattengneises hervor. In den Schuppenzonen ist dieser Vorgang natürlich am besten zu verfolgen; aber es gibt auch Schuppungen ohne bedeutendere Abweichungen von der allgemeinen Striemungsrichtung. Die Zerstückelungen im S des Gamser-

Plattengneises werden wohl auch hierher zu rechnen sein, während die NW—SO streichenden Flexuren im O jüngeren Datums sind.

Ähnlich wie Kieslinger (24, I) in der Diaphthoritzone erkannte, beschränkt sich die Durchbewegung auch hier nur auf die obersten Lagen, die mit Zertrümmerungszonen selten in den tieferen Bau eingreifen (30a). In den  $\pm$  tiefeingeschnittenen Tälern bleibt nur mehr eine geringe Unruhe zurück, wenn auch in den Hohlwegen der dazwischenliegenden Rücken die kompliziertesten Schuppungen vorhanden sind. Während in der Diaphthoritzone die Mächtigkeit dieser Serie einige 100 m ausmacht, so erreicht die Kataklase hier nur an wenigen Stellen 100 m (Ostende des Stainzbachgrabens) und meist begnügt sie sich mit wenigen Zehnern von Metern. Daher ist ein Vergleich der lokalen Wellungen über die Rücken hinweg sehr schwierig und vielfach ausgeschlossen. Hiefür braucht man nur die Fallzeichen in den Tälern und auf den Höhen in der Oleate zu vergleichen. Dieser jüngeren Durchbewegung sind besonders als Schwäche-zonen die Grenzen zwischen Glimmerschiefer der Hangendserie und Plattengneis ausgesetzt, die nach den Striemungsmessungen als einfache Nachbewegung einer vorhandenen, tektonischen Anlage zu widersinnigem Streichen und Fallen, oder zu einer Überbetonung älterer Wellungen geführt hat. Die Zerbrechung der Gesteine brachte es mit sich, daß die als Härtlinge eingelagerten Eklogit- oder Disthenknollen ausbrachen und nur in den seltensten Fällen anstehend im Gestein beobachtet werden können. Die Aufblätterung des Gneises kann so weit gehen, daß er feinschuppig wie Tonschiefer zerschiefert und enggepreßt gefaltet wird (Maus-egg bei K. 660 m).

Sehr unsicher werden die Deutungen dieser Vorgänge im Glimmerschiefer, doch hat man auch dafür Anhaltspunkte. In der Rachling-Schuppenzone (Abb. 6), die gerade in der Übergangzone von Plattengneis in Glimmerschiefer fällt, tritt im N, im reinen Plattengneisgebiet, nur blattweise Verschiebung auf, im S jedoch eine Wellung bis Knickfaltung, wobei nach den Striemungsmessungen beides dem gleichen tektonischen Vorgang zuzuordnen ist. Geht man einen Schritt weiter, so müßte im Glimmerschiefer selbst nur eine Wellung parallel der Striemung überbleiben. Die Wellung müßte also vorwiegend N—S gerichtete Achsen haben. Derartige Erscheinungen sind bei Engel und überhaupt im Ostteil des Rosenkogelzuges zu beobachten. Ob man die Einschuppung der Glimmerschiefer im Steinbruch Engelweingarten auch hinzurechnen darf, scheint mir fraglich, da noch Reaktionen zwischen Glimmerschiefer und Amphibolit unter Bildung von Biotitschiefern stattgefunden haben. Immerhin hätte diese Erklärung für das plötzliche Umhiegen der O—W- in die N—S-Richtung viel Verlockendes. Damit wäre man aber wieder bei einem neuen Problem angelangt, nämlich, wie die Glimmerschieferzonen auf die Bewegungen reagieren. Das verschieden elastische Verhalten der Gneis- und Glimmerschiefergebiete kann bis in die jüngste Zeit hinein verfolgt werden (9). Daber kann sich eine Bewegung, wie die oben erwähnte, im Glimmerschiefer viel eher erschöpfen als im Gneis, der wie eine einheitliche Platte zertrümmert wird. Alle Kräfte erhalten sich im Glimmerschiefer viel „jugendlicher“ als im Gneis, der, einmal gebildet, einer neuerlichen Beanspruchung größten Widerstand entgegensetzt.

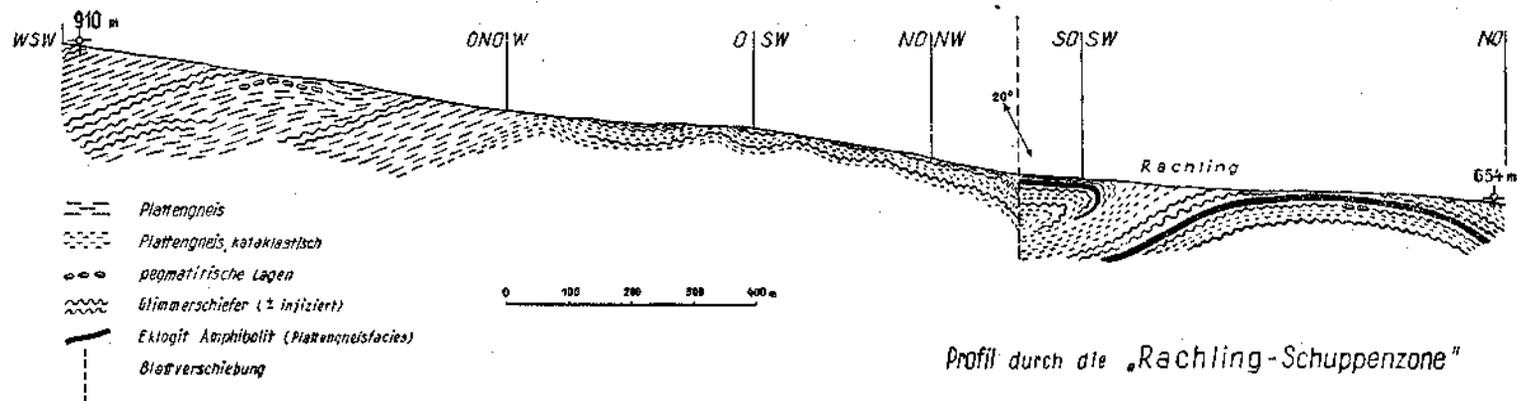


Abb. 8

Die tektonische Beanspruchung der Gesteine hat bereits vor der Freilegung derselben eine Kornverkleinerung zur Folge, die den Angriffspunkten der Verwitterung die Bahnen vorschrieb. Fast in jedem Hohlweg der Koralpe ist dies zu erkennen, wie es bereits Kieslinger (24, IV; 26, 27) beschrieb; also auch für die altbekannte tiefgreifende Verwitterungskruste alttertiären Alters, die nach Cornelius (13) bis 50 m Tiefe erreichen soll, nehme ich in gewissen Fällen eine tektonische Voranlage der Gesteinszerstörung an. Das kann man auch an tiefen Erdrissen und Rutschungen erkennen, die mit tertiären Böden nichts gemein haben (Rachling O) Sighardsberg).

### Zusammenfassung und Ausblick.

Wie ich im Gelände die Verbreitung der Gesteine und die Tektonik verfolgte, sah ich mich bald genötigt, für die verschiedenen Probleme Vergleichsbegehungen im S der Koralpe und in der Saualpe durchzuführen. Für diese Exkursionen beurlaubte mich mein verehrter Lehrer, Professor Dr. Leopold Kober, dem ich hierfür an dieser Stelle meinen ergebensten Dank ausdrücke.

So unwahrscheinlich es mir vorkam, gerade einen wenige Dezimeter dicken Amphibolit zu finden, der vom Injektionsglimmerschiefer in den Plattengneis hineinzieht, so wollte es doch der Zufall, daß ich so etwas entdeckte.

N von St. Oswald ob Eihiswald kann man in Aufschlüssen in einem Hohlweg zum Gehöft Schrei beobachten, wie ein grobkörniger Amphibolit vom struppigen Injektionsglimmerschiefer, der sogar unverschiefert, bis kopfgroße Pegmatitknödel eingelagert hat, in glimmerreichen Schiefergneis hineinzieht und dort die oben geschilderte Plattengneis-Amphibolit-Fazies knapp vor dem Gehöft Schrei annimmt. Außerdem treten gerade hier wieder jene merkwürdigen, eklogitischen Knollen im Gneis auf. Wenn man auf dem Blatt Unterdrauhurg nichts von dem bemerken kann, so hängt das einerseits mit der geringen Mächtigkeit der Amphibolitlagen, andererseits damit zusammen, daß Kieslinger (28) glimmerreiche Schiefergneise gar nicht ausschied, sondern vorwiegend zum Injektionsglimmerschiefer schlug. Der eigenartige Eklogit-Gabbro (24, VII) bei Holl steckt zumindest mit seinem Westteil wie eine basische Knolle im glimmerreichen Plattengneis. Somit wären neue Belege für meine Beobachtungen im N in dieser Hinsicht gebracht worden.

### Tektonik.

Im glimmerreichen Plattengneis erwartete ich von Anfang an eine andere Regelung in den Glimmerlagen zu finden, als in den Quarz-Feldspatstriemen. Am letzten Tag meiner vorjährigen Aufnahme entdeckte ich so ein Gestein SO von Greisdorf in einem Bachanriß, das ich als aplitisches Granatglimmerschiefer (Laufeneggneis) ansprechen würde; ein typisches Vorkommen für die Vergneisungszone. Die Striemung der aplitischen Lagen ist gut einzumessen (15°), während das Zeilengefüge der Glimmerlagen nur schwach angedeutet ist. Trotzdem ließ sich ein Mittelwert eines Streichens von 110° messen (Pfeil auf der Oleate). Das ist also die Richtung des alten Faltenbaues der Glimmerschiefer und stimmt mit dem

vor der Plattengneisbildung zu vermutenden Falten- und Gleitbrettbau gut überein. Außerdem liegt die Richtung ganz im Sinne des Korallengestrichens.

Für die Durchbewegung des Plattengneises nahm ich oben stets eine  $O \rightarrow W$  gerichtete Bewegung an, blieb aber weitere Belege dafür schuldig. Eine  $O \rightarrow W$ -Bewegung nahmen (verblümt) Heritsch und Czermak (21, 18a) in der Stubalpe an, wo ähnliche Gesteine auftreten, und bringen sie mit der Diaphthorose und der Überschiebung der Teigtitschserie auf die Almhausserie in Zusammenhang. Kümel (30) konnte in der Siegrabener Deckscholle vorwiegend  $N-S$  verlaufende Faltenachsen heobachten. Für Haherfelnern (16) gewaltige  $O-W$ -Bewegung in der Sausalpe konnte ich bei meinen Begehungen keine Anzeichen finden; Messungen im Gipfelgebiet ließen auf eine ausgesprochene  $S-N$ -Bewegung schließen, wie dies schon Quiring (23) annahm.  $N$  von Hüttenberg kann man eine gegen  $NW$  gerichtete Pressung bis Überkipfung der Serien heobachten, die aber auf eine kataklastische Bewegung zurückzuführen ist.

Daß es sich wirklich um  $O \rightarrow W$ -Schub in der Koralpe handelt, bewiesen mir die Umbiegungen der Marmorzüge im Gipfelgebiet der Koralpe, wie sie Closs (11) abbildet und Kieslinger (24, V) vom Korralpenhaus beschreibt, wovon ich mich beuer überzeugte. Daß es sich nicht allein um umlaufendes Streichen handelt, zeigten mir die Messungen der Strömungsrichtungen in den flach ostfallenden Partien des Plattengneises  $S$  des Hühnerstützen, die durchwegs  $N-S$  verliefen. Anders verhält sich der nordfallende, vom Speick zum Garanas verlaufende Gesteinszug. Dem gleichmäßigen Einfallen nach hat die eine beim Garanas gemachte Messung einen Geltungsbereich für den gesamten Zug, genau so wie etwa eine Messung den ganzen Wildbachschenkel charakterisiert. Seine Horizontalprojektion ergibt eine Strömungsrichtung von  $145^\circ$ , was einer Bewegungsrichtung von  $SW=NO$  entspricht<sup>3)</sup>. Damit, glaube ich, sind wir aber an des Rätsels Lösung gekommen, denn es wird sich nach den Ergebnissen im  $N$  nur um eine  $SW \rightarrow NO$  gerichtete Bewegung handeln, die mit den diesmal gegen  $W$  emporsteigenden Antiklinalen zusammenhängt. Ob sie einer Umschieferung der  $O \rightarrow W$ -Bewegung in diese Richtung, oder ob sie bloß eine Modifikation dieser Bewegung darstellt, werden die weiteren Aufnahmen in diesem Gebiet beweisen. Kieslinger (24, IX) kam natürlich nach seiner Auffassung vom Bau der Koralpe aus den südlichen Gebieten zu einem gegen  $SW$  gerichteten Faltenbau. Für den im  $SW$  anschließenden Teil beschreibt Schwinner (39) die Überschiebung der Marmorserie durch den Gneis in  $O \rightarrow W$ -Richtung bei St. Georgen, wie auch aus der Aufnahme Kieslingers (25, 28) bei seinem „Spitzelofenband“ zu entnehmen ist<sup>4)</sup>.

<sup>3)</sup> Die diesjährigen Aufnahmen und Begehungen im Südteil der Koralpe machen jedoch eine  $NO \rightarrow SW$  gerichtete Bewegung in diesem Teil der Koralpe wahrscheinlich, die durch die jüngere  $S \rightarrow N$ -Bewegung blockweise Verstellungen erlitten hat.

<sup>4)</sup> Nachmessungen der  $B$ -Axen im Plattengneis  $S$  und  $O$  von Spitzelofen und der Kleinalpe ergaben durchwegs  $150^\circ - 155^\circ$  streichende, schwebende  $B$ -Axen, die dem tektonischen Streichen der Gesteine parallel gehen. Die Beobachtung Schwingers, daß der Plattengneis im Hangenden der Marmorserie auftritt, kann ich vollauf bestätigen. Auch ist diese der Plattengneistektonik homolog eingeregelt.

Meine weiteren Exkursionen führten mich in die westliche Saualpe, in der ich vergeblich nach einem Plattengneis meiner Definition suchte; so konnte ich das Verhältnis von Marmor zu Gneis zu keiner endgültigen Lösung bringen. Ebenso fehlen dort dementsprechend die Plattengneis-Amphibolite und -Eklogite, sowie die basischen Knollen im Gneis. Dafür konnte ich die bekannten Zoisit- und Disthen-Eklogite (10, 4) in großen Blöcken (tertiärer Schutt?) auffinden, deren Cyanite nicht nur diffus im Gestein verteilt, sondern auch entlang von Injektionsadern zu 2–3 cm großen Kristallen aufsprossen. Glimmer-Eklogite, deren Glimmer in „s“ im Gestein vorkommt und nicht allein auf Injektion zurückzuführen ist, treten hier sehr häufig auf, während ich in der Koralpe nur im Steinbruch Engelweingarten und W vom Kremserkogel solche finden konnte.

Wiederholen wir die Bewegungen, so haben wir als erste nachweisbare Bewegung den  $S \rightarrow N$  oder  $N \leftarrow S$  gerichteten Falter- und Gleitbrettbau vor der Plattengneisbildung; dann eine  $O \rightarrow W$ -Bewegung vorzüglich im Plattengneis, der die Strömungen in der hangenden Glimmerschieferzone (Hirscheggergneis) zeitlich zuzuordnen sind, wenn ich auch ihre eigenartigen, zonaren Abweichungen noch nicht deuten kann.

Darauf folgt eine starke Umschieferung in  $S \rightarrow N$ -Richtung mit Kataklyse und Diaphthorese. Vielleicht ist die  $O \rightarrow W$ -Stellung des Engelweingartenzuges auch hierher zu rechnen, so wie es Kieslinger (24, IX) für den Schwarzkogel und Unterlauffenegg annimmt.

Hernach die starke Kataklyse in  $O \rightarrow W$ -Richtung, von der sich alle Übergänge bis zur jungen Bruchtektonik herleiten lassen.

Die jüngsten Brüche und Zertrümmerungen mit Abbeugungen des Kristallins in Kniefalten scheinen jedoch auf Stöße aus dem S zurückzuführen zu sein, von wo die Faltungen des Jungtertiärs ihren Ausgang genommen haben.

So klar und einfach diese Unterteilung scheint, so kompliziert sind die Verhältnisse durch die Übergänge. Vor allem die zonare Anlage beim Stainzer-Plattengneis, die meist analog der petrographischen Veränderung der Gneise vor sich geht, ist recht schwierig zu deuten. Ähnliche Verhältnisse scheinen beim nicht völlig umgeschieferten Freiländerschenkel zu herrschen. Noch bedeutend schwieriger wird es, wann wir versuchen, Faltung und Strömung auf einen Nenner zu bringen. Meistens konnte ich beobachten, daß die Faltung von der Strömung völlig unabhängig erscheint. In anderen Gebieten ist das nicht immer so klar; besonders dort, wo deutlich die junge Kataklyse obwaltet. Beim Weg vom Marhof zu Klugjörgl kann man zwar sehen, daß die Strömung die Faltenachsen schneidet, aber trotzdem gibt sie dem Rhythmus der Faltung nach meinen Messungen um etliche Grade nach. Ähnliches konnte ich bei der Auswertung der Strömung an vielen Stellen beobachten.

Ungleich schwieriger wird die Fragestellung nach dem Zusammenhang von Kristallisationsfolge und Tektonik.

Die erste  $S \rightleftharpoons N$ -Bewegung, die ich SW von Greisdorf entdeckte, ist vor der Gneisbildung entstanden und scheint gegen S zu an Intensität auch nur großwellig zuzunehmen, trotz der lebhaften Gleithrettektonik besonders in der Liegendserie. Die Bildung der Eklogite und Amphibolite? scheint bereits vor der Plattengneisbildung vor sich gegangen zu sein, denn bei Gams stecken sie noch im Glimmergneis, während sie im Teussen-



Zum Studium der geologischen Bedeutung dieser Vorkommen beging ich im Sommer das Kamengebiet der Koralpe, vor allem den Teil im S, der nicht von Closs aufgenommen wurde. Zwei Profile sollen die Lagerung der Gesteine etwas vereinfacht zeigen. Aus dem Längsprofil (Abb. 7a) ist klar zu entnehmen, wie aus den Paramorphosengesteinen die Hirscheeggergneise und dann der Plattengneis gegen O zu im Streichen entstehen. Das Auftreten der Gesteinsfolge verläuft in einem schwach spitzen Winkel zur stratigraphischen Marmorserie, die stets in geringerem Maße von der Injektionsmetamorphose erfaßt ist und daher mehr Abbildungskristallisation zeigt. Das Querprofil (Abb. 7b) zeigt, daß die Paramorphosengesteine auch hier sich in ähnlicher Folge im Liegenden des Plattengneises anordnen. Am mächtigsten werden sie im Liegenden der Marmorserie der Gipfelserie (24), wo sie eine ähnliche Stellung einnehmen wie die Rappoldserie (Heritsch und Czermak, (21) in der Stubalpe. Auf den interessanten Hornblende-Granatpegmatit möchte ich hier nicht näher eingehen, da er zu diesen Vorgängen in keiner Beziehung steht. Der Zweck dieser Darstellung ist jedoch, zu zeigen, daß auch eine ähnliche Anordnung beim Stainzer Plattengneis vorhanden ist. In der äußeren Zone treten im W gegen den Aiblwirt zu Paramorphosen im Hirscheeggergneis auf; gegen O reiht sich in der oben dargestellten Folge Hirscheeggergneis und darauf Plattengneis an. Der Unterschied besteht nur darin, daß wir es hier mit einer Folge im Hangenden des Plattengneises zu tun haben. Versuchen wir eine Darstellung der Mineralparagenesen, so ergibt sich folgende schematische Tabelle der Verbreitung der Hauptgemengteile:

Vorkommen, Häufigkeit: (+) = selten; + = mehrfach; ++ = stets, aber untergeordnet; +++ = wesentlichster Hauptgemengteil.

Schiefer mit Paramorphosen	Hirscheeggergneis	Plattengneis	Minerale
(+)	++	+++	Feldspat
+++	++	(+)	Disthen
+++	+++	++	Quarz
++	+++	+ — 0	Glimmer
+	++	+	Granat

Ähnliche Vorstellungen leiteten Angel bei seiner Auffassung der Entstehung des Plattengneises, wobei er auch die konkordanten „Pegmatite“ als venitische Phlebite hinzurechnet, ja gerade in besonderem Maße auf die Entstehung derselben auf die oben erwähnte Weise hinweist. Trotzdem glaube ich kaum, daß die Reaktion quantitativ ausreichen würde, um gleichzeitig die Feldspatung der Gneise und die Entstehung der Feldspatlagen großen Ausmaßes, die im Glimmerschiefergebiet auftreten, entstehen zu lassen. Eben solche Feldspatlagen treten in der Saualpe (Kaserofen) auf, ohne daß es zu einer Plattengneisbildung oder zum Auftreten von Paramorphosenschiefer im geologischen Ausmaß kommt, wie Herr Bergrat H. Beck die Freundlichkeit hatte mir zu bestätigen.

Diese Vorgänge müssen auch eine Massenverlagerung in der Hinsicht bewirkt haben, daß der Plattengneis in seiner Gesamtheit wie ein Porphyroblast umgeben von den anechmiegsamen Glimmergneisen und -schiefern

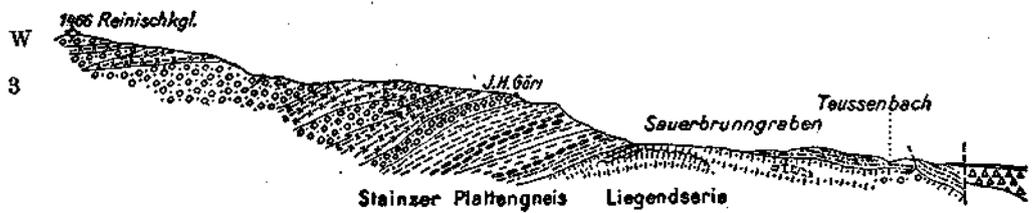
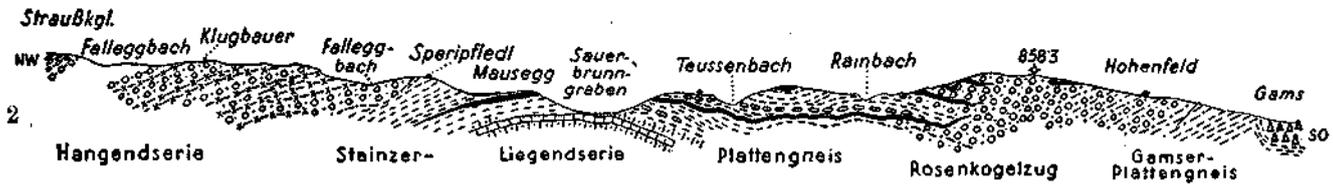
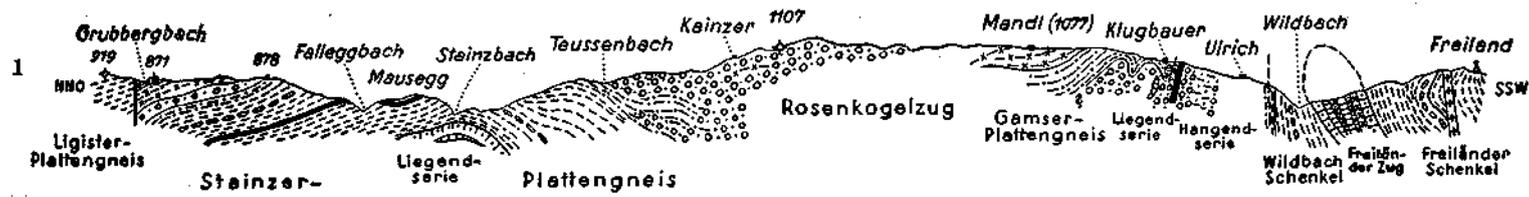
zwischen den basischen Stöcken und den mächtigen Marmorzügen steckt. Eine Reduktion der Zwischenlage dort, wo der Plattengneis fehlt, ist jedoch noch nicht aufgefallen.

Hinsichtlich der Bewegungsrichtung, die zu einer solchen Genese geführt hat, ist nach den beigegebenen Profilen (Abb. 8a und b) eine O → W gerichtete am ehesten geeignet, diese Vorstellung zu erklären. Im W tritt Stoffzufuhr ein und im O Sogwirkung mit Feldspatbildung, wobei eine Alkalizufuhr von anderer Seite nicht ausgeschlossen werden soll.

Die von mir eingemessene O—W-Bewegung scheint aber weitaus jünger zu sein, denn sie ergreift die Eklogite und Plattengneise gleichzeitig; ebenso sind in dieser Richtung die nach Kieslinger (24, VII) zweifellos hysterogenen Hornblenden im Eklogit-Amphibolit NO Trauseibauer, sowie im Steinbruch Engelweingarten (41) subparallel der B-Achse eingeregelt. Noch deutlicher zeigen dies die Verhältnisse im Sauerbrunngraben. Der Marmor (23) mit den großen Feldspatäugen, die regellos in der Liegendserie verteilt sind, zeigt nur eine intensive Internfältelung (22), während der Plattengneis (30a, 31) zu extrem dünnen Lagen zerstoßen ist und seine Feldspatäugen zu gleichmäßig dünnen Lagen zerrieben wurden. Es ist hier, wie an allen Stellen im Hangenden der Liegendserie, zu einer großen Überschiebung in O—W-Richtung gekommen (Profil 1—3), die zweifellos nach der Bildung des Plattengneises und nach der späten Durchfeldspatung des Marmors stattgefunden hat; denn sonst würden sich die Feldspatäuge ja in den Plattengneis hinein weiterverfolgen lassen. In gleicher Weise ist mir nun das auffallend steile, umlaufende Streichen (8) in Rettenbach, W St. Oswald, mit all den Wirkungen, die diese Westbewegung auf den Injektionsglimmerschiefer im Hangenden hervorgerufen hat, erklärlich. Ist doch die etwas steilere Westgrenze des Stainzer-Plattengneises ein recht analoger Fall.

Da diese Bewegungsrichtung sich durch die ganze Koralpe bis in die Stubalpe immer in gleicher Form als Überschiebung der Marmorserie durch die Gneise (Teigitschserie nach Heritsch und Czermak, 21) in westwärts gerichtetem Sinn zu beobachten ist (Heritsch 18a), möchte ich diese Tektonik als Bauformel für das „koride“ (29) Kristallin mit dem Auftreten des Plattengneises und seiner Genese in Zusammenhang bringen. Wo jener fehlt, herrscht meistens ein anderer Bauplan, wie Schwinner (39) bereits im Gegensatz zwischen Kor- und Saualpe hervorgehoben hat<sup>5)</sup>. In der Koralpe also konnte die Grenze zwischen Marmor und Gneis als Ablösungsfläche für tektonische Verfrachtung dienen. Die sehr ähnlichen Verbreitungsgebiete und tektonische Stellung der Hirscheeggergneise ergibt die Vorstellung, daß es sich nur teilweise um eine einbeitliche Schubbahn, mehr jedoch um einen stockwerkartigen Bau handelt, in dem jeweils die Hangendgrenze des Marmors als Bewegungsbahn benützt wurde.

<sup>5)</sup> Messungen der B-Axen auf einer Exkursion in die Stubalpe bestätigten den sigmoiden Bau im Verlaufe der alten B-Axen, die analog der Gleinalpe vorwiegend NO → SW streichen und in dieser Regelung von der Teigitschserie bis in den Amering durch zu verfolgen sind. Die Mulde zwischen Gleinalpe und Amering zeigt auch N—S verlaufende B-Axen. Jüngere Fältelungen haben 75° streichende schwebende B-Axen in Zusammenhang mit der Diaphtherese. Eine petrographische, tektonische Neuaufnahme könnte erst zur Klärung führen.



- Hangendserie {
  - o-o-o Injektions-Glimmerschiefer
  - x-x- Hirscheggergneis
- Plattengneis {
  - glimmerreicher Plattengneis
  - Plattengneis
  - ==== Pegmatitgneis
  - ~ Eklogit-Amphibolit
  - +++ diskordante Pegmatite
- Liegendserie {
  - ||||| Marmor
  - ||||| Quarzite
  - ▲▲▲ Tertiär

0 500m 1km

Abb. 8. Profil 1 bis 3

Schwierig sind auch die Deutungen des zweiten S→N-Schubes. Im Hangenden des Handalmzuges und des Freiländer-Plattengneises tritt nämlich eine eigenartige Turbulenzzone (8) auf, die den flachen Gamser- und Stainer-Plattengneiskomplexen fehlt. Es ist daher naheliegend, das Auftreten der Turbulenzzone auf die Auffaltung des Gneises in S→N-Richtung zurückzuführen. Jedoch sind die Gesteine der Turbulenzzone nicht durch Kataklyse entstanden, sondern vorwiegend hat eine Kristalloblastese die tektonischen Vorgänge entspannt (18a), ja es traten sogar typische Migmatite (8) in Walzenform auf, sowie Walzen von Eklogit und Silikatmarmor, die alle die gleiche turbulente Bewegung abbilden. Während die Turbulenzzone im Hangenden des Plattengneises verbreitet ist, erweist sich im O im Liegenden desselben die Umschieferung einwandfrei als kataklastische Durchbewegung bis zur Ultramytonitbildung und echten Diaphtborese. Ebenso kompliziert wie unklar sind die Verhältnisse im Steinbruch Engelweingarten (41), den ich nochmals genauer untersuchen werde.

Die jüngere, kataklastische O→W, beziehungsweise gegen WNW gerichtete Bewegung weist bereits Übergänge zur tertiären Bruchtektonik auf. Ihre rein lokale Wirkung durch partielle Zertrümmerung des alten Baues schließt sich nach der tektonischen Fazies ganz der alpidischen Beanspruchung an, die Kjeslinger (24, IX) im S als S→N gerichtete Bewegungen genau zu definieren vermochte.

Diese vorwiegend tektonische Studie hat mit ihren Ergebnissen eine Unmenge neuer Fragen im steirischen Altkristallin aufgeworfen, die zu einem Teil durch die Aufnahme des Kartenblattes Deutschlandberg-Wolfsberg hoffentlich einer glücklichen, harmonischen Auflösung entgegensehen.

#### Literatur.

1. Angel F., Gesteine der Steiermark. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Bd. 60, Graz, 1924.
2. Angel F., Das Gleinalmgebiet als metamorphe Einheit. N. Jb. BB. 51, 1925. S. 213.
3. Angel F., Der Kraubather Olivinfels bis Serpentin Körper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. Fortschr. d. Min. usw., Bd. 23, 1939, S. XC.
4. Angel F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz, 1940, S. 251.
5. Angel F. und Rusob A., Chemisch petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Stuhalpe. Min. Petr. Mitt., Bd. 39, 1928, S. 255.
6. Angel F. und Staber R., Migmatite der Hoohalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). Min. Petr. Mitt. Bd. 49, 1937, S. 117.
7. Angel F., Meixner H., Walter L., Über den Lehrausflug zur Kristallin-Insel von Radegund bei Graz, 26. August 1938. Fortschr. d. Min. usw., Bd. 23, 1939, S. XVII.
8. Beck-Mannagetta P., Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). Mitt. d. alp. geol. Ver. Wien, Bd. 34, 1941, S. 1.
9. Beck-Mannagetta P., Zur Morphotektonik des Korallenostrandes. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 1947, im Druck.
10. Brunlechner A., Die Minerale des Herzogthums Kärnten. F. Kleinmayer, Klagenfurt, 1884.
11. Closs A., Das Kammgebiet der Korralpe. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Bd. 63, 1927, S. 119.
12. Cornelius H. P., Zur Kleintektonik im „Unterengadiner Fenster“ (Ostalpen). Ber. d. R. A. f. B. Wien, 1942, S. 1.
13. Cornelius H. P., Zur Deutung der „Steinöfen“ des Kor- und Saualpgebietes (Steiermark-Kärnten). Ber. d. R. A. f. B. Wien, 1943, S. 49.
14. Czermak F., Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiete der Korralpe, Steiermark und Kärnten. Zbl. f. Min., Aht. A, 1938, S. 47.

15. Doelter C., Das kristalline Schiefergebirge zwischen Drau- und Kainachtal. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Bd. 32, 1895, S. 241.
16. Haberfelner E., Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. Z. f. Berg.-Hütt. u. Sal. i. D. R.; 1937, S. 226.
17. Heritsch F., Geologie der Steiermark. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Sonderbd. 57, 1922.
18. Heritsch F., Amphibolgesteine von Stubalpe, Koralpe und den Seetaleralpen. Zbl. f. Min., Abt. A, 1922, S. 696.
- 18a. Heritsch F., Die Grundlagen der alpinen Tektonik, Berlin, Bornträger, 1923.
19. Heritsch F., Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. N. J. BB. 51, 1925, S. 73.
20. Heritsch F., Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. Zbl. f. Min., Abt. B, 1932 S. 27.
21. Heritsch F. und Czermak F., Geologie des Stubalpengebirges. Ul. Moser, Graz, 1923.
22. Heritsch F. und Lieb F., Ein mineralreicher Marmor im Stubalpengebiete. Zbl. f. Min., Abt. B, 1924, S. 334.
23. Hussak E., Mineralogische und petrographische Mitteilungen aus Steiermark. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Bd. 21, 1885, S. 3.
24. Kieslinger A., Geologie und Petrographie der Koralpe, I—IX. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 135—137, 1926—1928.
25. Kieslinger A., Aufnahmebericht über den kristallinen Anteil von Blatt Unterdrauburg (5354) und Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254). Verh. d. G. B. A. Wien, 1927, S. 41.
26. Kieslinger A., Tertiäre Verwitterungsböden in den zentralen Ostalpen. Geol. Rdsch., Bd. 19, 1926, S. 464.
27. Kieslinger A., Über Diaphthorose. Min. Petr. Mitt., Bd. 39, Nr. 90, 1928, S. 7.
28. Kieslinger A., Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Unterdrauburg. Verh. d. G. B. A. Wien, 1929.
29. Kober L., Der geologische Aufbau Österreichs. J. Springer, Wien, 1938.
30. Kámel F., Die Siegggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. Min. Petr. Mitt., Bd. 47, 1935, S. 141.
- 30a. Machatschki F., Beitrag zur Kenntnis der mittelsteirischen Pegmatite und ihrer Mineralien. Cbl. Abt. A., 1927, S. 240.
31. Peters K., Über den Plattengneis, den Sauerling und einen feldspathführenden Kalkstein von Stainz. V. d. G. B. A., 1870, S. 200.
32. Purkert R., Geologie des Kulm bei Weiz. Mitt. d. nat. Ver. f. Stm., Bd. 63, 1927, S. 45.
33. Quiring H., Glimmerklüfte, Lettenklüfte, Schichtung und Schieferung am Südfall der Niederen Tauern. Z. d. deut. Geol. Ges., Bd. 77, 1925, S. 130.
34. Rittler W., Aufnahmebericht über die im Sommer 1938 im Auftrag der Geol. L. A. Wien durchgeführten geologischen Aufnahmearbeiten. J.-Ber. d. R. St. f. B., Wien, 1939 S. 66.
35. Sander B., Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. G. R. A. Wien, 1912, S. 249.
36. Sander B., Gefügekunde der Gesteine. J. Springer, Wien, 1930.
37. Sander B., Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck. Mitt. d. R. St. f. B. Wien, 1940, S. 121.
38. Schwinner R., Die Niederen Tauern. Geol. Rdsch., Bd. 14, 1923, S. 26 und S. 155.
39. Schwinner R., Die Zentralzone der Ostalpen. In Schaffer: Geologie der Ostmark. F. Deuticke, Wien, 1943, S. 45.
40. Stiny J., Gesteinsklüftung im Teigtischgebiet. Min. Petr. Mitt., Bd. 38, 1925, S. 464.
41. Weber A., Gabbro und Gabbroabkömmlinge von der Koralpe (Steiermark). Zbl. f. Min., Abt. A, 1941, S. 209.

