

Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich

Von Rudolf Grill und Leo Waldmann

(mit 2 Tafeln)

Inhalt

	Seite
Geologische Kennzeichnung der Bohrgebiete (von R. Grill)	
Einleitung	1
Bohrungen in Oberösterreich.....	3
Bohrungen im Bereiche des Taufkirchener Rückens.....	3 (15)
Bohrungen am Sporn von Neumarkt.....	6 (22)
Die Bohrungen Meggenhofen 1 und 2	6 (23)
Das Gebiet um Wels und der Mairhofberg-Rücken.....	7 (24)
Der Kürnberg-Rücken.....	9 (28)
Bohrungen in Niederösterreich.....	10
Bohrungen im Bereich des Rückens von Altenhofen-Strengberg....	10 (28)
Bohrungen auf der Struktur Winklarn	11 (29)
Bohrungen bei Steinakirchen, Wieselburg und Kilb.....	12 (30)
Die Bohrung Raipoltenbach 1 ..	12 (31)
Bohrungen im Außeralpinen Wiener Becken nördlich der Donau	13 (33)
Petrographischer Teil (von L. Waldmann) mit gleicher Untergliederung wie oben, Seitenzahlen oben in Klammern	15
Schriftennachweis	36

Geologische Kennzeichnung der Bohrgebiete

Von Rudolf Grill

Einleitung

Unsere Kenntnisse vom Untergrund der Molasse in Österreich wurden im Verlaufe des letzten Jahrzehnts, insbesondere durch die Bohrtätigkeit auf Erdöl, wesentlich erweitert. Während aus früherer Zeit nur ganz vereinzelte Profile vorliegen, die auch das Liegende der tertiären Schichten aufweisen, wie etwa das bekannte Profil von Wels, so sind heute diese Punkte wesentlich dichter gesät, und es wurde vor allem gebietsweise der Untergrund nicht nur an Lokationen erreicht, die dem Kristallinrand nahe gerückt sind, sondern auch an solchen, die nahe am Flyschrand liegen. Beim Ansatz aller dieser Bohrpunkte hatten sich die jeweiligen Bearbeiter auf die Ergebnisse umfangreicher geologischer Vorarbeiten einer statt-

lichen Reihe von Autoren gestützt. Weiters aber waren für die Wahl der Punkte die geophysikalischen Aufnahmen wesentlich, die einerseits durch die geophysikalische Reichsaufnahme, andererseits durch Privatunternehmen, insbesondere durch die Gewerkschaft Austrogasco durchgeführt worden waren. Es handelt sich vor allem um Gravimetermessungen und refraktionsseismische Untersuchungen. Die Drehwaage gelangte nur in untergeordnetem Ausmaße zum Einsatz und dasselbe gilt für die Reflexionsseismik. Anzuführen ist noch, daß durch die Gewerkschaft Austrogasco auch umfangreiche magnetische Untersuchungen durchgeführt wurden. Die verschiedenen geophysikalischen Untersuchungen stimmen in ihren Ergebnissen meist sehr gut überein, und sie bieten dem Geologen wertvolle Anhaltspunkte zur Deutung der Lagerungsverhältnisse der Molasse und der Gestaltung des Untergrundes derselben. Ausschnitte der Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen hat H. Reich (1939, 1942, 1943, 1945), unter dessen Leitung sie standen, veröffentlicht. Einige Angaben über die gravimetrischen Messungen finden sich bei G. Siemens (1940) und O. Barsch (1943). Eine geologische Interpretation der Schwermessungen im westlichen Oberösterreich hat in jüngster Zeit H. Bürgl (1948) gegeben. Neueste einschlägige Arbeiten aus dem süddeutschen Molassegebiet stammen von A. Bentz (1949) und H. Reich (1949).

Das heute vorliegende Bild vom Aufbau der Molasse und deren Untergrund ist also durch die Kombination geologischer und geophysikalischer Arbeiten zustande gekommen. Vieles ist natürlich noch offen geblieben oder bestenfalls in groben Umrissen bekannt, und es wird noch mühevoller Arbeiten bedürfen, bis weitere Klärungen erzielt werden können. Dies gilt vor allem für die dem Flyschrand genäberten Partien der Molasse, wo als Ergebnis der alpinen Schubbewegungen komplizierte Strukturen entwickelt sind. Dabei kann gerade hier die Geophysik nur bis zu einem gewissen Grade direkte Hilfe leisten, da in die Meßergebnisse vielfach Faktoren eingegangen sind, die im einzelnen geologisch zunächst nur sehr schwer deuthar sind.

Die durch die Tief- und Schurfbohrungen gewonnenen Erkenntnisse über die Zusammensetzung des Untergrundes der Molasse sind nicht immer von direktem erdölgeologischem Interesse, da ja in vielen Fällen kristalline Gesteine vorliegen. Anders verhält sich dies schon, wenn z. B. Mesozoikum festgestellt wurde. Unbeschadet dieser Überlegungen wurden aber alle Bohrungen, deren geologisches Ziel das Grundgebirge war, in dieses so weit vorgetrieben, daß es nicht nur als mit Sicherheit nachgewiesen gelten konnte, sondern auch genügend Material für ein näheres geologisch-petrographisches Studium gewonnen wurde. So liegt eine Serie von Dokumenten vor, die über den Aufbau der durch die Molasse überdeckten südlichen bzw. östlichen Fortsetzung der Böhmisches Masse berichtet. Die Daten sind nicht gleichmäßig verteilt, schon aus dem Grunde, weil die Bohrungen sich an bestimmte Strukturelemente knüpfen. Dazu kommt noch als wesentlicher Umstand der, daß eben erst einzelne Teile der österreichischen Molasse besser beschürft wurden. Soweit kristalline Gesteine vorliegen, wurde das gesamte Material vom zweitgenannten Autor petrographisch bearbeitet. Die Ergebnisse dieser Untersuchung folgen im zweiten Teil.

Alle in dieser Arbeit beschriebenen Bohrproben sind im Bohrkernmuseum der Erdölabteilung der Geologischen Bundesanstalt hinterlegt.

Bohrungen in Oberösterreich

In früheren Arbeiten (R. Grill, 1945; F. X. Schaffer und R. Grill) wurde bereits eine Anzahl neuerer Untersuchungsergebnisse hinsichtlich des ungleichmäßigen Absinkens der Randpartien der Böhmisches Masse unter die Molasseablagerungen mitgeteilt. Es wurde darauf hingewiesen, daß dabei neben dem alten Erosionsrelief auch Brüchen eine bedeutende Rolle zukommt, auf deren Existenz schon frühere Autoren hingewiesen hatten (E. Nowack, 1921; W. Petrascheck, 1924, 1926/29). Sie schnüren einzelne Rücken vom Massivrand ab, die ganz allmählich unter die Molasse-schichten eintauchen und über weite Strecken noch als Untergrunds-schwellen zu verfolgen sind.

Den Umrissen des Massivs entsprechend sind in den westlicheren Teilen der Molasse schöne Beispiele NW—SO streichender Strukturen bekannt geworden, doch fehlt es nicht an NO—SW und N—S streichenden Elementen. Im Osten sind NO—SW ziehende Verwürfe von Bedeutung (siehe Tafel I).

Auch sonst würden, insbesondere durch die refraktionsseismischen Messungen, verschiedene begrabene Rücken und Sporne des Untergrundes festgelegt, die zu Schurfarbeiten anregten und auch den größeren Teil des zu beschreibenden Materials lieferten. Im westlichen Teil der Molassezone in Österreich weisen diese Strukturen nach den bisherigen Kenntnissen einen gewissen Abstand vom Flyschrand an, in dessen Bereich in den Falten- und Schuppenstrukturen andere Elemente den Ban des Gebietes hestimmen. Hier hat auch noch keine einzige Bohrung den Untergrund erreicht. Im schmalen Molasseanteil östlich der Enns hingegen lassen sich die Massivrandstrukturen bis nahe an den Flyschrand verfolgen und es gibt daher hier eine Reihe von Bohrungen, die in dessen Nähe in verhältnismäßig geringen Tiefen den Untergrund anfahren.

Bohrungen im Bereiche des Taufkirchener Rückens

Durch eine ganze Reihe von Bohrungen liegt aus dem Gebiet zwischen Taufkirchen und Andorf ein ziemlich umfangreiches Material auch zur Kenntnis des Untergrundes der tertiären Beckenfüllung vor. Die Profile stammen zum Teil noch aus der Zeit um die Jahrhundertwende, als zahlreiche bäuerliche und bürgerliche Besitzer, meist in der Hoffnung auf artesisch aufsteigendes Wasser, auf ihren Grundstücken bohren ließen. Bei diesen Arbeiten wurde im Jahre 1906 das Schwerölfeld Leoprechting durch Zufall entdeckt. In den folgenden Jahrzehnten wurde nicht nur dieses selbst, sondern auch die weitere Umgebung, besonders in südöstlicher Richtung, wiederholt auf Erdöl beschürft. Nach längerem Stillstand kam es wieder im Jahre 1938 zu einem Schurfbohrprogramm und auch zwei Tiefbohrungen, Innviertel 1 und 3, wurden durch die Deutsche Erdöl Aktiengesellschaft abgeteuft. Diese letztgenannten Arbeiten stützten sich wesentlich auf eine im Zuge der geophysikalischen Reichsaufnahme durch die Seismos G. m. b. H. durchgeführte refraktionsseismische Aufnahme des Raumes Taufkirchen—Andorf. Entscheidende neue Erkenntnisse in diesem Gebiete wurden schließlich durch die intensive Bohrtätigkeit der Pram Erdöl-Explorationsgesellschaft m. b. H. gewonnen, die im Anschluß an frühere Arbeiten seit 1945 geleistet wird.

In beigegebener Tafel II ist, stark verkleinert, der durch die refraktionsseismische Aufnahme erzielte, von der Seismos entworfene Laufzeitplan

wiedergegeben. Der Laufzeitplan gibt in großen Zügen das Kristallinrelief wieder, ohne daß natürlich Einzelheiten zum Ausdruck gebracht werden. In der Abbildung scheinen weiters die wichtigsten Bohrungen außerhalb des Feldes Leoprechting auf. In diesem selbst wurden nur einige wenige der bereits über 80 durchgeführten Sonden verzeichnet. Die Profilvereihe der Tafel II zeigt einige charakteristische Schnitte durch das Gebiet.

Im Raume von Taufkirchen sinkt das Kristallin nicht gleichförmig in südwestlicher Richtung unter das Tertiär ein, sondern es zeigen sich bedeutsame Unregelmäßigkeiten, von denen die markanteste zwischen Taufkirchen und Raab liegt. Aus der Gegend von Taufkirchen streicht in annähernd NW—SO-Richtung ein in sich wieder gegliederter Untergrundrücken gegen Raab, den man am besten als Taufkirchener Rücken bezeichnen kann. Er wird im NO von einer Rinne begleitet, die Sieghartinger Rinne genannt sei, zu der er östlich Taufkirchen, wie durch eine Reihe von Profilen gut erhärtet ist, steil abfällt, während der Abfall gegen SW zu flacher ist. Auch im südöstlichen Bereich des Rückens können diese Verhältnisse wahrscheinlich gemacht werden. Aus der genannten Rinne hebt das Grundgebirge gegen NO zu aus.

Mit dem Taufkirchener Rücken und der begleitenden Sieghartinger Rinne ist ein neues und sehr anschauliches Beispiel an die Reihe jener Strukturelemente am Südrand der Böhmisches Masse angefügt, die ihr Entstehen Störungen des Karpinskischen Systems verdanken. Daß durch die steile Nordostflanke des Rückens eine Bruchzone markiert ist, wurde durch die neueren Leoprechtinger Bohrungen in besonders schöner Weise erhärtet. Leoprechting 34 und 40 trafen in 116.4 m bzw. 107.5 m Tiefe stark verruschetten oder zerriebenen Granodiorit an. Die Senkungsvorgänge, teilweise vielleicht auch Abbiegungen, begannen schon vor Ablagerung des Katts, das die neuentstandenen Formen ummantelte bzw. ausfüllte, wie das allgemein vom Südrand der Böhmisches Masse bekannt ist, und es kam auch während dieser Sedimentation zu Bewegungen. Im Bereiche von Taufkirchen und Leoprechting ist das Oligozän vorwiegend sandig entwickelt und Schliermergel größerer Mächtigkeit treten erst weiter gegen SO zu auf. Gegen NW keilt das Oligozän aus und im Innern der Taufkirchener Bucht liegen reichlich fossilführende miozäne Sande und mit diesen sich verzahnende Schliermergel direkt dem Grundgebirge auf. Bezeichnenderweise führt dieser Schliermergel die Robulus-Fauna. Die Haller-Schlierentwicklung scheint also zu fehlen, was auch für die Leoprechtinger Profile gilt. Hier konnte nachgewiesen werden, daß die letzten Senkungsvorgänge erst in nachhelvetischer Zeit vor sich gingen, denn der Robulus-Schlier ist noch verworfen.

Die Sprunghöhe dieses nachhelvetischen Leoprechtinger Bruches, der in allen Profilen deutlich heraustritt, beträgt zirka 40 m. Er bildet auch die westliche Begrenzung des Schwerölfeldes Leoprechting, das sich an einen begrabenen und durch obigen Bruch verworfenen Sporn an der Ostflanke des Taufkirchener Rückens knüpft. Das Öl befindet sich in etwa 120—140 m Tiefe in den basalen oligozänen Linzer Sanden, über denen die sogenannte Steinplatte folgt, ein wenige dm mächtiger Blockmergel mit faustgroßen Geröllen von Graniten, wie sie in der weiteren Umgebung anstehen. Der Blockmergel ist als eine basale Transgressionsablagerung des

hängenden Schliermergels anzusprechen, der, wie schon erwähnt, die Robulus-Fauna führt und in dessen oberste Partien sich bereits Onco-phorosande einschalten.

Gute Kerne aus dem Untergrund der Sieghartinger Rinne liegen durch die Bohrung Innviertel 3 vor, die zirka 300 *m* östlich Leoprechting niedergebracht worden war. Bei zirka 216 *m* war Granitgrus angefahren worden und bei 222 *m* das gewachsene, allerdings etwas zersetzte Kristallin (kristalliner Schiefer), in das die Sonde bis 255·9 *m* vorgetrieben wurde. Eine nähere petrographische Kennzeichnung der letztgenannten, ziemlich gleichförmig zusammengesetzten Gesteinsstrecke findet sich im zweiten Teil.

Aus der Tiefbohrung Innviertel 1, die bei Höbertspram rund 2 *km* NW Andorf niedergebracht wurde, liegt gutes Kernmaterial aus dem Untergrund des südöstlichen Bereiches des oben gekennzeichneten Rückens vor. Nach den Kernaufnahmen von K. Götzinger und E. Veit wurden hier unter der Folge von miozänen und oligozänen Ablagerungen bei zirka 232·0 *m* Tiefe kaolinige Verwitterungsmassen angetroffen, die nach unten zu in gewachsenes Kristallin übergehen, in dem die Sonde bei 250·0 *m* eingestellt wurde. Im petrographischen Teil wird ein Kernstück von 246·0 bis 247·3 *m* beschrieben, das als typisches Stück des unverwitterten Granodioritprofilanteils ausgewählt wurde.

Seit 1903 wurden verschiedene Bohrarbeiten beim Dorfe Winetsham, das etwa 1 *km* NW Andorf liegt, durchgeführt. Das in vorliegendem Zusammenhang bemerkenswerteste geologische Ergebnis dabei war bekanntlich, daß im Bereich dieser Bohrungen über dem Kristallin noch wenig mächtiger Jura vertreten ist. Ein klares Profil wurde durch F. E. Klingner (1929 a) aus der in den Jahren 1927—1928 abgeteufte Bohrung Winetsham II beschrieben, wonach hier unter dem tertiären Deckgebirge von 265·3—289·6 *m* nebst einer möglichen, sehr geringen Kreidevertretung eine von der Macrocephalenstufe bis ins Ober Oxford reichende Schichtfolge durchteuft wurde¹⁾. Dieser Jurafund ist vorläufig noch immer isoliert geblieben. Auch die zirka 800 *m* nordwestlich gelegene Innviertel 1 hat keine Hinweise auf Mesozoikum erbracht. Die in nordöstlicher Richtung nächsten benachbarten Bohrungen Innviertel 2 und 4 bei Neumarkt-Kallham, die unten noch zu behandeln sein werden, trafen unter der miozän-oligozänen Schichtfolge ebenfalls unmittelbar das Kristallin an. Es ist auch von Wichtigkeit, daß die refraktionsseismischen Vermessungen des engeren Raumes von Winetsham keinerlei Hinweise für die Existenz ausgedehnter und mächtigerer mesozoischer Ablagerungen feststellen konnten, d. h. in den Laufzeitkurven wurden keine spezifischen Geschwindigkeiten beobachtet, die mesozoischen Schichten zuzuordnen wären. Nur spärliche Vorkommen konnten also von der ehemaligen, bestimmt nicht mächtigen mesozoischen Überdeckung erhalten geblieben sein.

Im benachbarten bayrischen Innviertel wurden in größerer Entfernung vom Massivrand in den von H. Nathan und B. Wellhöfer bearbeiteten Bohrungen Füssing, Weihmörting und Birnbach mächtige mesozoische Ablagerungen festgestellt, und es erreicht in der Bohrung Birnbach 1 die Oberkreide nahezu 1000 *m* (H. Nathan, 1949). Dieses Mesozoikum senkt

¹⁾ In der Legende auf Tafel II ist versehentlich nur Oberjura angeführt.

sich am Füssing-Birnbach Abbruch ab und A. Bentz (1949) schließt aus der mächtigen Oberkreidevertretung auf eine bereits oberkretazische Anlage dieses Teiles des Molassetroges. Ein Analogon zum Füssing-Birnbacher Abbruch würde in Österreich in der Rieder Bruchzone vorliegen, in der H. Bürgl (1949) die Nordostbegrenzung seiner aus den Schwere-messungen abgeleiteten Braunauer Kreidemulde sieht. Der NW—SO streichende Füssing-Birnbach Abbruch und die Rieder Bruchzone bilden also die NO-Begrenzung eines in Bayern gesicherten, in Österreich vermuteten mächtigen Mesozoikums, während dieses nordöstlich davon nur spärlich vertreten ist. Die beiden in der bayrischen Innebene niedergebrachten Bohrungen Hartkirchen und Mittich haben unter dem Oligozän das Kristallin angetroffen.

Das in Winetsham II, wie erwähnt, bei 289·6 m Tiefe angefahrne Kristallin ist im oberen Teil völlig zersetzt und zeigt ein siallitisches Profil wie F. E. Klingner (1929 c) darstellte. Diese seinerzeitige Feststellung ist auch deshalb von hohem Interesse, weil in den Profilen der Bohrungen Meggenhofen 1, ärarische Bohrung Wels und Wels 1, die weiter unten noch zu besprechen sein werden, Verwitterungsprodukte angetroffen wurden, die der Entstehung nach denen von Winetsham vergleichbar sein dürften.

Bohrungen am Sporn von Neumarkt

Ein in der Verlängerung des Peuerbacher Kristallinsporns gelegener, südwestlich bis in die Gegend von Neumarkt-Kallham ziehender, durch die Refraktionsseismik festgelegter Untergrundsporn gab Anlaß zu zwei Bohrungen, Innviertel 2 und Innviertel 4, von denen die erstere 1 km NW Kallham am Nordwestausgang von Kallhamerdorf niedergebracht wurde, die zweite beim Luegmayr-Hof zirka 5 km NO des letztangeführten Ortes. Innviertel 2 traf bei 498·0 m unter der miozän-oligozänen Schichtserie das Kristallin an. Bei 502·2 m wurde eingestellt. Ein für das kurze Profil keunzeichnendes Stück aus dem Kernmarsch 498·3—499·8 m wurde durch den zweitgenannten Autor der mikroskopischen Untersuchung zugeführt und als Granodiorit angesprochen. Innviertel 4 fuhr das ebenfalls frische Grundgebirge bei 512·4 m an und wurde bei 514·0 m eingestellt. Auf Meeresebene bezogen, traf die Bohrung die Grundgebirgsoberfläche entgegen der ursprünglich gehegten Erwartung in ungefähr derselben Höhe wie Innviertel 2 an. Möglicherweise ist sie in eine tiefere präkattische Talfurche geraten.

Die Bohrungen Meggenhofen 1 und 2

Angeregt durch ein Kurzzeitengebiet, das Hinweise auf einen Untergrundsrücken in der Gegend von Meggenhofen gibt, wurden in den Jahren 1943—1944 die beiden Bohrungen Meggenhofen 1 und 2 abgeteuft, von denen die erste knapp östlich der genannten Ortschaft in einer Seehöhe von zirka 375 m niedergebracht wurde, die zweite bei der Ortschaft Diesting, zirka 1700 m SO Gallspach, in einer Seehöhe von zirka 382 m.

Die erstgenannte Bohrung traf unter der sedimentären Folge mit dem Kernmarsch 1128·6—1136·2 m, der einen Gewinn von 4·0 m brachte, ein buntes, rot und grün geflecktes, ursprünglich offensichtlich körniges Gestein an, das sich bei näherer Untersuchung als total zersetzter Cordieritgneis herausstellte, worüber im zweiten Teil berichtet wird. Ein weiterer Kern-

marsch von 1136.2—1142.3 *m* war ohne Gewinn verblieben. Darauf war die Sonde bei der letztangegebenen Teufe eingestellt worden.

Das frische Gestein wurde hier also noch nicht angefahren und die fossile Verwitterungskruste des kristallinen Untergrundes hat eine minimale Mächtigkeit von 13.3 *m*, da die Oberkante des Zersatzes nach dem Schlumberger-Diagramm bei 1129 *m* anzunehmen ist.

In der Bohrung Meggenhofen 2 wurde unter der oligozänen Basalserie bei 919.0 *m* Cordieritgneis angefahren, dessen obere Partien wohl etwas verwittert und kaolinisiert sind, aber nicht die Zersetzungserscheinungen aufweisen, die in Meggenhofen 1 beobachtet wurden. Die tieferen, frischen Kerne zeigen einen schlierigen, gebänderten Cordieritgneis mit weißen Bändern von Feldspat, Quarz und cordieritreichen Lagen und dunkleren Bändern mit Biotitreichum. Bei 927.1 *m* Tiefe wurde eingestellt, nachdem die Sonde 8.1 *m* in das Grundgebirge vorgetrieben worden war. Im zweiten Teil findet sich die Beschreibung eines Schliffes, der aus dem Bereich eines Kernmarsches von 926.5—926.8 *m* stammt.

Wie bei der Berücksichtigung der Seeböhe leicht ersichtlich ist, wurde in Meggenhofen 2 der Gneis gegenüber der Oberkante des Zersatzes in Meggenhofen 1 um 217 *m* höher angetroffen.

In den Jahren 1932—1933 war durch die Eurogasco bei Willing SO Bachmaning, rund 7.5 *km* südlich Meggenhofen, eine Bohrung Loots 1 niedergebracht worden, deren Ansatz wesentlich auf Grund einer geologischen Aufnahme K. Friedls erfolgte. Die Bohrung wurde leider nur 679.0 *m* tief und dürfte bei dieser Endteufe noch nicht die Oligozänoberkante erreicht haben, worauf H. Bürgl (1946) näher eingeht. In Meggenhofen 1 liegt die Oligozänoberkante in einer Tiefe von zirka 678 *m*, dies ist in NN—303 *m*. Da Loots 1 eine Terrainhöhe von 379.30 *m* hat, würde hier die Oligozänoberkante unterhalb NN—300 *m* liegen, was zufolge der beträchtlicheren Entfernung vom Massivrand von vornherein zu erwarten ist. Nach den refraktionsseismischen Unterlagen wird im Bereich der Loots 1 eine Beckentiefe von etwa 1700 *m* wahrscheinlich gemacht. H. Reich spricht in nicht veröffentlichten Berichten von einer das Welser vom Rieder Becken trennenden Schwellenzone, die im weiteren Bereich von Loots 1 besonders ausgeprägt ist. Weitere Untersuchungen müssen hier noch zur genaueren Klärung der geologischen Verhältnisse durchgeführt werden.

Das Gebiet um Wels und der Mairhofberg-Rücken

Das Gebiet zwischen Wels und Eferding wird ähnlich wie das von Taufkirchen seit langem beschürft, u. zw. waren die Arbeiten zunächst auf artesisches Wasser, später hauptsächlich auf Erdgas gerichtet. Von den meist seichten Sonden erreichten nur die nördlicher gelegenen die Schlierunterlage, in der sie das gesuchte Wasser fanden. Eine Anzahl von Tiefbohrungen aus älterer und neuerer Zeit gibt Aufschluß über den Untergrund in größerer Entfernung vom Massivrand. Sie waren zur Prüfung der Molasse auf ihre Bitumenführung hin angesetzt worden und hatten vor allem die Aufgabe, die tieferen Profileile zu untersuchen, um hier im Liegenden der Welser Gashorizonte eventuelle Erdöllager zu erschließen. Die bekannteste dieser Sonden ist die in den Jahren 1902—1903 niedergebrachte Welser ärarische Tiefbohrung. Im Jahre 1918 wurde in Schaller-

bach gebohrt und statt des erhofften Erdöls in den basalen Linzer Sanden die Schwefelquelle angefahren, wie überhaupt im gesamten Raum Schwefelwässer in der Oligozänbasis nicht selten sind. Eine Reihe von Bohrungen wurde schließlich während des vergangenen Krieges niedergebracht, von denen Puchberg 1 und Wels 1 auch den kristallinen Untergrund anfahren, während Scharten 1 in den Linzer Sanden eingestellt wurde. Die Bohrungen Welser Heide im Stadtgebiet von Wels hatten nur den miozänen Anteil des Schliers auf seine Gasführung hin zu prüfen.

In der beigegebenen Abbildung auf Tafel II wurde versucht, das Relief des kristallinen Untergrundes im Bereich NW von Wels darzustellen. Eine begrabene Fortsetzung des kristallinen Mairhofberg-Rückens NW Eferding gegen SO tritt trotz der nicht reichlichen Daten für Kristallinoberkante heraus, wurde aber von der Refraktionsseismik noch deutlicher verzeichnet. Das hinsichtlich des tektonischen Baues im einzelnen noch nicht genügend geklärte Gasgebiet der engeren Umgebung von Wels scheint in ursächlichem Zusammenhang mit diesem Strukturelement zu stehen¹⁾.

Es möge zunächst die ärarische Tiefbohrung kurz beleuchtet werden, deren geologische Ergebnisse hekanntlich von R. J. Schubert (1903) festgehalten wurden. Danach wurde bei 1036·8 m „Cordieritgranitgneis“ angefahren, in dem man bei 1048·0 m die Bohrarbeit einstellte. Schon 1945 habe ich darauf hingewiesen, daß die in 1029·5—1036·8 m Tiefe angeführten „bunten und roten eisenschüssigen Sandsteine“ wahrscheinlich nicht mehr dem Molasseprofil anzuschließen sein werden, sondern mit den bunten Gesteinen vergleichbar seien, die im unmittelbaren Hangenden des Kristallins in der Bohrung Wels 1, ausgeführt 1944, und im Liegenden des Molasseprofils von Meggenhofen 1 angefahren wurden. In der Zwischenzeit war es möglich, das während der Kriegszeit verwahrte alte Bohrprobenmaterial zu studieren, wobei es sich bestätigte, daß das Gestein von 1029·5 bis 1036·8 m Cordieritgneis mit denselben Verwitterungserscheinungen ist, wie sie bei Meggenhofen 1 beschrieben wurden und von Wels 1 anschließend noch näher behandelt werden. Demnach ist also die Oberkante Grundgebirge in der ärarischen Bohrung von Wels mit 1029·5 m festzulegen, und der Zersatz erreicht hier eine Mächtigkeit von 7·3 m. Schliiffuntersuchungen finden sich wieder im zweiten Teil der Arbeit. Da noch ein kleiner Rest des aus dem Cordieritgneis stammenden Probenmaterials aufbewahrt wird, konnten auch darauf sich beziehende Schliiffbeschreibungen aufgenommen werden.

Von den grün- und rotbraun gescheckten, quarzreichen und verharnischten Gesteinen, die in der 1944 in Thalheim südlich der Traun ausgeführten Bohrung Wels 1 zwischen 1218·0—1240·0 m Tiefe durchfahren wurden, finden sich wieder Schliiffuntersuchungen im zweiten Teil. Bei 1240 m wurde nach dem Schlumberger-Diagramm die Grenze gegen das frische kristalline Grundgebirge angenommen, von dem zwei kleine Stücke aus einem Kernmarsch von 1244·1—1245·1 und 1246·1—1246·8 m vorliegen. Es sind dies ein Stück eines feinkörnigen Granits mit roten Feldspäten und ein Stück eines feinkörnigen Gneises. Bei der letztgenannten Teufe wurde die Bohrung eingestellt.

¹⁾ In einer jüngsten Arbeit beschäftigt sich H. Bürgl mit der Struktur des Welser Gasfeldes.

Schöne Stücke eines Cordieritgneises liegen aus der Bohrung Puchberg 1 vor, die in der namensgebenden Katastralgemeinde etwa 300 m östlich der Ortschaft Ober Laab im Jahre 1943 niedergebracht wurde. Die Oberkante des Grundgebirges ist nach den Kernen in Kombination mit dem Schlumberger-Diagramm bei 700·0 m zu legen. Die Sonde wurde bis 732·4 m in das Kristallin vorgetrieben. Eine genauere petrographische Beschreibung des Gesteins findet sich wieder im zweiten Teil der Arbeit. Anzeichen für irgendwelchen Zersatz, wie er in Wels und Meggenhofen 1 angetroffen wurde, waren nicht zu bemerken. Über dem frischen Cordieritgneis lagert die Oligozänbasis und schließlich der oligozäne und miozäne Schlier.

Wie schon erwähnt, wurde in der 1943—1944 ausgeführten Bohrung Scharten 1, die in der namensgebenden Katastralgemeinde an der Straße etwa 900 m NW Ober Grafing abgeteuft wurde, das Grundgebirge zufolge technischer Schwierigkeiten nicht erreicht und es mußte bei 362·4 m in den Linzer Sanden eingestellt werden, die unter dem Oligozänshlier bei 345·5 m angetroffen worden waren. Die Kristallinoberkante dürfte nicht weit unterhalb der Endteufe vermutet werden, obwohl bei dieser Lokation, die auf Grund einer seismisch scharf heraustretenden Stufe im Kristallinrelief gewählt wurde, Überraschungen möglich wären.

Auch die Bohrung Schallerbach wurde in den Linzer Sanden eingestellt, u. zw. bei einer Endteufe von 479·30 m, nachdem sie die Oligozänbasis bei 459·40 m angefahren hatte. Ebenso erreichte die 292·80 m tiefe Bohrung Wallern nicht den Untergrund. Die 1933—1934 ausgeführte Bohrung Loots 2, die etwa 1200 m NO Gunskirchen niedergebracht wurde, blieb gleichfalls im Tertiär stecken. Sie erreichte nur eine Tiefe von 542·50 m und wurde im Schlier eingestellt. Der Untergrund ist hier kaum vor 1300 bis 1400 m Tiefe zu erwarten.

Der Kürnberg-Rücken

Der Bereich der begrabenen südöstlichen Fortsetzung des Kürnberg-Rückens bei Linz wurde bislang durch tiefere Bohrungen noch nicht geprüft. Bei Wegscheid zwischen Hart und Kleinmünchen taucht das Grundgebirge in einer Entfernung von etwa 2 km vom Südrand des Kürnbergstockes nochmals aus den jüngeren Deckschichten auf. Nach dem von H. Reich gezeichneten Laufzeitplan scheint sich der nur in geringer Tiefe liegende begrabene Rücken bis über Ansfelden hinaus fortzusetzen und erst hier erfolgt ein steilerer Abfall in südlicher und östlicher Richtung. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß an der östlichen Begrenzung der Struktur die N—S ziehende Haselgrabenstörung mitbeteiligt ist, die hier eine unmittelbare südliche Fortsetzung finden würde. Es soll hier noch angeführt werden, daß auch die dritte Hauptrichtung des am Massivrand bekannt gewordenen jüngeren Bruchsystems, die NO—SW ziehende, in der südwestlichen Verlängerung der Rodelstörung eine gewisse Bedeutung für das Molasse-Untergrundrelief zu haben scheint.

Einige tiefere Wasserbohrungen in der den Kürnberg-Rücken im Osten begleitenden Linzer Bucht erreichten noch nicht den Untergrund. Die nach Commenda (1900) in zirka 258 m Seehöhe angesetzte Bohrung in Lustenau wurde bei 245 m Tiefe offensichtlich in den oligozänen Basisanden eingestellt.

Keine der Bohrungen, die im Bereich des von der alpinen Faltung betroffenen Molassestreifens längs des Flyschnordrandes von Oberösterreich niedergebracht wurden, hat den Untergrund angefahren. Es wurden hier überhaupt größere Tiefbohrprojekte noch nicht durchgeführt, denn die tiefste Sonde ist die Jodwasserbohrung Johannis in Bad Hall, die bei 575·6 m Tiefe im Oligozänschlier eingestellt wurde. Die übrigen Wasserbohrungen von Bad Hall sind durchwegs seichter. Sonst gibt es in dieser geologischen Zone keine im vorliegenden Zusammenhang bemerkenswerten Bohrungen. Bezüglich Bad Hall sei noch darauf verwiesen, daß es in einer Linie mit dem Mairhofberg-Rücken und dem Welser Gasfeld liegt und es daher vielleicht nicht abwegig ist, im Untergrund der Bad Haller Gegend tief begrabene Rücken zu vermuten, die auch den Anlaß zur Bildung einer Querelevation innerhalb des hier alpin bestimmten Falten- und Schuppenbaues der Molasse gegeben hätten. Es ist auch durchaus möglich, daß hier über dem Kristallin noch Mesozoikum germanischer Fazies entwickelt ist, wie es im westlichen Oberösterreich vermutet wird, doch werden diese offenen Fragen erst durch zukünftige Bohrungen geklärt werden können. Helvetische Oberkreide und Eozän im Untergrund von Bad Hall ist nicht erwiesen, da die verschiedenen einschlägigen, von E. Braumüller (1947) und H. Bürgl (1946) entdeckten Vorkommen im Sulzbachprofil S Bad Hall vom erstgenannten Autor später als Einschwemmungen in den Oligozänschlier erkannt wurden.

Bohrungen in Niederösterreich

Bohrungen im Bereich des Rückens von Altenhofen—Strengberg

Durch die Untersuchungstätigkeit in den vergangenen Jahren wurden sehr schöne Unterlagen zur Kenntnis der begrabenen südöstlichen Fortsetzung des das Gallneukirchner Becken in SW begrenzenden Hohenstein-Rückens gewonnen. Durch B. Kunz der Gewerkschaft Austrogasco wurde u. a. das Gebiet zwischen Enns und Amstetten gravimetrisch vermessen und die geophysikalische Reichsaufnahme hat es refraktionsseismisch aufgenommen. Es liegt ein Laufzeitplan 1 : 75.000 von H. Reich vor (siehe Tafel II). Beide Aufnahmen zeigen, daß die von J. Schädler (1932) beschriebene Aufragung von mittelkörnigem Biotitgranit im Molassehügelland 4·5 km östlich St. Valentin, beim Angerbauer, im Bereich des höchsten Teiles eines Untergrundsrückens liegt, der von H. Reich (1945) als Rücken von Altenhofen—Strengberg bezeichnet wird. Wieder senkt sich dieser an seiner Nordostflanke steil zu einer Rinne ab, in der man die südöstliche Fortsetzung des Gallneukirchner Beckens erkennt. Ihr folgt die Donau SO Au. Dem erwähnten begrabenen Steilabfall als der südöstlichen Fortsetzung des Randbruches des Gallneukirchner Beckens (R. Grill, 1935) entspricht auch eine von J. Schädler beschriebene N 40° W streichende, saigere bis 80° NO einfallende Lettenkluft in der Aufragung beim Angerbauer. Wie auch sonst im Mühlviertel kommen dazu noch Klüfte im rechten Winkel darauf. Der Abfall des Rückens von Altenhofen—Strengberg gegen SW zu ist wieder flacher.

Eine Schurfbohrung Altenhofen Craelius 1 wurde in ungefähr 239 m Seehöhe an der Straße St. Pantaleon—Au, rund 4 km SO des ersterwähnten Ortes und nur etwa 1 km N von der Aufragung beim Angerbauer entfernt,

zur Prüfung der steilen Nordostflanke des Rückens abgeteuft. Sie bewegte sich bei der Endteufe von 534·28 *m* in den Melker Schichten. Anzeichen von Schleppungen der Tertiärschichten am NO-Abbruch des Rückens waren nicht zu beobachten, wohl aber sind zahlreiche steile Harnische entwickelt.

Nach J. Schadler wurde beim Gehöft Aschauer etwa 1·2 *km* südwestlich der Aufragung beim Angerbauer durch eine Bohrung das Kristallin bei 14 *m* Tiefe, das ist in ungefähr 340 *m* Seehöhe angetroffen. Weiters soll nach dem zitierten Autor bei Aichberg zwischen diesen beiden Punkten bei einer Bohrung Granit angefahren worden sein. Nach einem Bohrprofil der Firma Latzel und Kutscha wurde in Aichberg bei einer Sondierbohrung auf Kohle eine Tiefe von 87·52 *m* erreicht, wobei bei dieser Teufe Schlier angegeben wird, der bei 5·36 *m* einsetzt. Nach der petrographischen Beschreibung handelt es sich um Oligozänschlier, dem zwischen 60·80 bis 83·10 *m* sandig-konglomeratische Schichten eingeschaltet sind. Demnach wäre hier das Grundgebirge also nicht angetroffen worden, und es zeigt der Untergrundrücken ein beachtliches Detailrelief.

Zwei Tiefbohrungen, St. Johann 1 und 2, wurden rund 1·5 *km* NO bzw. 2·2 *km* SO der namensgebenden Ortschaft auf einer gravimetrisch und seismisch festgestellten Struktur St. Johann niedergebracht, die in der südöstlichen Verlängerung des Rückens von Altenhofen—Strengberg liegt. Die in 363·20 *m* Seehöhe angesetzte St. Johann 1 traf bei 630 *m* Tiefe den kristallinen Untergrund an, in den sie bis 643·40 *m* vorgetrieben wurde. Eine nähere petrographische Kennzeichnung des etwas unfrischen Gesteins findet sich im zweiten Teil der Arbeit. St. Johann 2 erreichte zufolge technischer Schwierigkeiten den Untergrund nicht. Sie bewegte sich bei der größten Tiefe von 707·10 *m* in den oligozänen Basalschichten.

St. Johann 1 liegt etwa 6 *km* und St. Johann 2 nur mehr etwa 3·5 *km* nördlich des Flyschaußenrandes. Südlich der zweiten Bohrung wurde ein steiler W—O verlaufender Abbruch festgestellt, an dem die schmale subalpine Molasse ihre nördliche Begrenzung findet (siehe Tafel II).

Der durch O. Abel kartierte Granit von Wallsee konnte nicht wieder gefunden werden. Die Geophysik gibt aber eindeutige Hinweise für die Existenz eines weiteren NW—SO ziehenden Untergrundrückens daselbst, und allein das Ausstreichen von Linzer Sand spricht für die Nähe des Grundgebirges.

Bohrungen auf der Struktur Winklarn

Im Bereich der Struktur Winklarn, die in der Verlängerung des östlich Amstetten vortretenden Kristallinsporus liegt, erreichten zwei Bohrungen den Untergrund. Im Scheitel der Struktur stieß die Flachbohrung Amstetten 6 (Höhe über NN 321·0 *m*) des von H. Bürgl und H. Haberlehner geleiteten Schurfbohrprogramms schon bei 248·95 *m* auf Biotitgranit, in dem bei 251·44 *m* eingestellt wurde. Im zweiten Teil findet sich die petrographische Charakterisierung der allerdings nur in kleinen Stücken vorliegenden Gebirgsproben. Diese Counterflushbohrung stand etwa 800 *m* SW Winklarn knapp östlich der Ybbs.

Die Tiefbohrung Ulmerfeld 1 hatte die Westflanke der Struktur Winklarn zu prüfen und wurde rund 1200 *m* NW des namensgebenden Marktes abgeteuft. Der Ansatzpunkt liegt 295·60 *m* über NN. Bei 706·50 *m* Tiefe wurde grob-

körniger Biotitgranit erbohrt, in dem bei 708·87 *m* eingestellt wurde. Auch davon liegt eine nähere petrographische Beschreibung vor.

Gegen Süden senkt sich der Untergrund wie in St. Johann steil ab und trägt hier das subalpine Molassepaket.

Bohrungen bei Steinakirchen, Wieselburg und Kilb.

Die Tiefbohrung Steinakirchen 1 wurde im Jahre 1942 in zirka 292 *m* Seehöhe zur Prüfung der dem Flyschrand genäherten Molassepartien im Profil der Kleinen Erlauf abgeteuft. Der Punkt liegt an der Straße Wolfpassing—Thorwarting zirka 2 *km* NO der namensgebenden Ortschaft und etwa 1·7 *km* N des Flyschaußenrandes. Der kristalline Untergrund wurde bei 725·0 *m* Tiefe angefahren und es wurde die Bohrung in diesem bis 736·15 *m* vorgetrieben. Es liegt sehr schönes Kernmaterial vor, das einen dunkelgrünen, feinkörnigen, streifigen Amphibolit zeigt mit bis zu *cm*-mächtigen, feldspatreichen Lagen. Vereinzelt treten Quarz-Feldspatknauern bis Eigröße auf und im letzten Kern wurde ein 4 *cm* starker Aplitgang vermerkt. Das Einfallen des Amphibolits beträgt rund 70°. Zahlreich entwickelte Harnische sind zum Teil limonitisch verfärbt. Im zweiten Teil folgen weitere Angaben.

Von drei Strukturbohrungen Neumühl, die südlich Wieselburg abgeteuft wurden, hat nur Neumühl 2 den Untergrund erreicht. Von 144·30—144·50 *m* wurde Granulit erbohrt. Der Bohrpunkt liegt beim Maierhofe von Rottenhaus südlich Wieselburg. Nach der geologischen Aufnahme von H. Vettters steht nördlich Rottenhaus der Granulit an. Eine zirka 265 *m* hoch gelegene Bohrung Neumühl 1 in der gleichnamigen Ortschaft und 800 *m* S der Bohrung 2 gelegen, hat bei 276·39 *m* Endteufe den Untergrund noch nicht erreicht; sie mußte aus technischen Gründen noch im Oligozän eingestellt werden. Nach einem Bericht von H. Reich wäre der Untergrund bei zirka 390 *m* zu erwarten. Diese Verhältnisse machen zwischen Neumühl 1 und 2 einen Verwurf wahrscheinlich.

Auch Neumühl 3 hat den Untergrund nicht erreicht, sondern mußte aus technischen Gründen in den basalen Melker Sanden bei 218·86 *m* eingestellt werden. Die Bohrung wurde in zirka 300 *m* Seehöhe an der Straße etwa 1 *km* NO des Ameringhofes S Neumühl niedergebracht. Obwohl die Bohrung weiter vom Massivrand abliegt als Neumühl 1, wurde die Oligozänoberkante bei Berücksichtigung der verschiedenen Seehöhen um 37 *m* höher angetroffen als bei dieser, wodurch ein lokales Hoch um Neumühl 3 bestätigt wird, das durch ein Kurzzeitengebiet der refraktionsseismischen Aufnahme wahrscheinlich gemacht worden war. Es dürfte ein begrahener Kristallinrücken vorliegen.

Eine Bohrung Kilb 1 an der Straße Mank—Kettenreith, an der Straßenkreuzung 1 *km* SO Aigen wurde zur Prüfung einer von K. Friedl und L. Köhler kartierten Antiklinale am Molassesüdrand abgeteuft. Die Endteufe dieses nur 150 *m* nördlich der Flyschüberschiebung gelegenen Punktes betrug 1144·10 *m* und es dürfte hier das Grundgebirge bei 1142·50 *m* Tiefe erreicht worden sein. Es liegen einige Stücke eines amphibolitischen Gesteins vor.

Die Bohrung Raipoltenbach 1

Diese fuhr den Untergrund bei 739·40 *m* an. In nicht weniger als 21 Kernmärschen wurde ein sehr frischer und kaum beanspruchter Biotitgranit

festgestellt, wozu noch eine Anzahl von Märschen kommt, bei denen kein Gewinn zu verzeichnen war. Die Bohrung wurde aus dem Grunde 9·60 m in den hier schwer zu bohrenden Untergrund vorgetrieben, um sicher zu gehen, daß nicht etwa bloß ein Scherling oder ein größeres Gerölle vorliege. Bei 749·0 m wurde im Juni 1944 eingestellt. Als Ansatzpunkt war von der Austrogasco ein 231·10 m über NN gelegener Punkt in der namensgebenden Katastralgemeinde auf Parzelle 135, d. i. zirka $\frac{1}{2}$ km SO Raipoltenbach oder 1700 m N der Eisenbahnstation Neulengbach gewählt worden. Damit sollte die hier in WSW—ONO-Richtung durchziehende, durch Kartierung aufgefundene (siehe G. Göttinger und H. Vettters, 1923; R. Grill, 1945) und geophysikalisch erhärtete Antiklinale zwischen der im Bereich der Raipoltenbacher Höhe und ihrer nordöstlichen Fortsetzung im Gebiet des „Breiten Anger“ und des Auberges bei Sieghartskirchen entwickelten Synklinale und dem isoklinalen Falten- und Schuppenbau längs des Flyschrandes auf Öl- und Gasführung hin geprüft werden.

Bedachtnahme auf eventuelle Scherlinge oder Gerölle war notwendig, weil solche durch Aufnahmen von Abel und Vettters am Heuberg und südwestlich davon im Bereich einer Störungszone gefunden worden waren.

Die nähere petrographische Kennzeichnung des Granits der Bohrung Raipoltenbach findet sich wieder im zweiten Teil der Arbeit. Eine künftige petrographische Bearbeitung der verschiedenen, oberflächlich bekannt gewordenen Scherlinge und Gerölle mag vielleicht zu interessanten Vergleichen führen. In dieser Hinsicht wird auch eine Bearbeitung der Blockmergel von Königstetten wichtig sein.

Bohrungen im Außer-alpinen Wiener Becken nördlich der Donau

Hier haben den Untergrund nur einige Bohrungen erreicht, die auf der Grundlage von Gravimeter- und Drehwaagemessungen (G. Siemens, 1940; unveröffentlichte Berichte von H. Bürgl) sowie seismischen Aufnahmen (H. Reich, 1945) im Bereich des Abbruches der westlichen schelfartigen Platte zum östlichen tieferen Trog angesetzt worden waren. Dieser Abfall ist zwischen Hollabrunn und Mailberg steil, verflacht dann gegen NO allmählich, während im SW ein breiter, nach Osten vorspringender Sporn zu bemerken ist. Hier wurden im Bereich einer markanten Detailstruktur die drei Bohrungen Absdorf niedergebracht, von denen 1 und 3 auch den kristallinen Untergrund erreichten, während Absdorf 2 noch in der Molasse aus technischen Gründen eingestellt werden mußte.

Absdorf 1 wurde von der Austrogasco im Jahre 1941 in 180·7 m über NN an der Straße 1100 m südlich des Westendes der Ortschaft Ahsdorf niedergebracht, und sie hat den kristallinen Untergrund bei 404·0 m angetroffen. Bei 411·25 m Tiefe wurde eingestellt. Die petrographische Kennzeichnung der angefahrenen Schiefergneise findet sich im zweiten Teil. Absdorf 2 verhielt bei einer Endteufe von 1031·0 m noch im Tertiär. Sie wurde zur Prüfung der Südostflanke der Struktur an der Straße 1 km W Neu Aigen und rund $4\frac{1}{2}$ km SO Absdorf 1 in 179·3 m Seehöhe abgeteuft. Absdorf 3 mit 178·50 m Seehöhe traf das Grundgebirge in 647·0 m Tiefe an und wurde in dieses bis 668·06 m vertieft. Die hier tektonisch stark

beanspruchten kristallinen Gesteine werden im zweiten Teil beschrieben. Der Bohrpunkt liegt 650 *m* NW Absdorf 2.

Nach einem Bohrprofil der Firma Latzel und Kutscha wurde im Jahre 1925 auf dem Gelände der Skodawerke-Wetzler A. G., Moosbierbaum, eine Wasserbohrung auf 91·25 *m* niedergebracht, die bis 57·50 *m* vorwiegend sandige Ablagerungen, wahrscheinlich Oncophoraschichten durchörterte, bis 87·96 *m* dunkelgrauen Schlier, dann bis 91·08 *m* Sande, Schotter und wahrscheinlich Konglomerate. Bei der letztangeführten Teufe wird die Oberkante des gewachsenen Kristallins angegehen. Das Tertiärprofil gleicht in vielfacher Hinsicht dem der Absdorfer Bohrungen, doch sind die Mächtigkeiten sehr stark reduziert und die außerordentlich hohe Lage des Grundgebirges steht mit den Ergebnissen der seismischen Messungen sehr schön in Einklang. Es existiert hier also bei Moosbierbaum SSW der Absdorfer Bohrungen eine besonders markante, unterirdische Auf-ragung des Kristallins. Probenmaterial liegt leider nicht vor.

Am Südausgang der Ortschaft Mailberg wurde das Grundgebirge bereits in 360 *m* Tiefe angefahren. Die hier unter Leitung von H. Haberlehner abgeteufte Flachbohrung Mailberg 1 traf bei der erwähnten Teufe eine schwarzgraue, quarzreiche, tonige Grauwacke mit Quarzadern und Harnischflächen an, die wohl am ehesten als Kulm anzusprechen ist. In dem darüberfolgenden Jungtertiär ist die basale, 5 *m* mächtige Kleinschotterschichte sehr bemerkenswert, die neben erbsengroßen Quarzen, Hornstein und anderen Komponenten besonders zahlreiche Gerölle von Kieselschiefern führt, die etwa Zentimetergröße erreichen und vielfach kaum ecken- und kantengerundet sind. Darüber folgt im wesentlichen eine Folge von Feinsanden und Tonmergeln.

Das Profil der Mailberg 1 ist also in doppelter Hinsicht bemerkenswert. Es bestätigt erstens die Ergebnisse der Geophysik, die erst östlich der Mailberger Abbruchzone maximale Beckentiefen von etwa 3000 *m* angibt. Weiters ist der Fund von Paläozoikum inmitten des Außeralpinen Wiener Beckens, abseits des bislang bekannten nach Südwesten sich fortsetzenden Systems der Boskowitzter Furche von größtem Interesse.

Aus dem östlichen Teil des Außeralpinen Beckens nördlich der Donau liegt leider noch keine Bohrung vor, die den Untergrund erreicht hätte. Die Tiefbohrungen Wollmannsberg und Korueuburg 2 bei Niederbollabrunn bewegten sich bereits im Bereich der Waschbergzone. Eine Tiefbohrung Fallbach 1 westlich der Ortschaft Hagendorf SO Laa a. d. Thaya mußte aus technischen Gründen leider vorzeitig bei 717·6 *m* eingestellt werden, während sie auf 2500 *m* Tiefe geplant war.

Auch im mährischen Nachbargebiet des Außeralpinen Wiener Beckens wurden in neuerer Zeit durch eine Anzahl von Bohrungen wertvolle Aufschlüsse zur Kenntnis des Untergrundes erzielt. Dem Aufbau des Massivrandes entsprechend trafen die Sonden paläozoische oder mesozoische Schichten als Beckengrundgebirge an. Oberjura wurde bei einer Bohrung Weißstätten 1 zwischen dem namengebenden Ort und Eibis in 702·5 *m* Tiefe festgestellt, ebenso wurde bei zwei Bohrungen Nußlau unweit Groß-Seelowitz Jura erbohrt, während eine Sonde Brünn 1 unweit Mönitz in 640 *m* Tiefe Kalke und partienweise sandige Mergelsteine des Oberdevons feststellte. Diese Bohrung war am Nordostabfall eines Untergrundsrückens niedergebracht worden, der durch die refraktionsseismischen Aufnahmen

der Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung mit NW—SO-Streichen bei Mönitz festgestellt worden war (siehe H. Reich, 1943) und in der streichenden Fortsetzung des Kristallinspornes W Mödritz liegt. Auf dem Scheitel der Mönitzer Erhebung wurde übrigens der Untergrund im Zuge eines umfangreichen Flachbohrprogramms in recht geringer Tiefe festgestellt.

Bereits weiter ab vom österreichischen Molasseanteil liegt eine Bohrung Dräswitz 1 in der Wischauer Senke, über die sich in einer Arbeit von M. Dlabáč (1945) nähere Angaben finden. Von besonderem Interesse ist auch das Profil durch diesen Beckenabschnitt, das in dessen Mitte einen längsstreichenden Untergrundsrücken zeigt, der ein südöstlich gelegenes Teilbecken mit helvetischen und älteren Sedimenten von einem nordwestlichen trennt, in dem nur Torton entwickelt ist. Die genannte Bohrung Dräswitz 1 traf im Bereich dieses Untergrundsrückens schon in 374 m Tiefe Kulmschiefer an.

Petrographischer Teil

Von Leo Waldmann

mit einem Beitrage von O. Hackl

Die erbohrten kristallinen Gesteine unter der Molasse in Österreich gehören durchwegs solchen der Böhmisches Masse an. Die nahe dem heutigen Rande des Grundgebirges angesetzten Sonden stießen erwartungsgemäß auf Felsarten gleich denen des nahen Kristallins. Wegen der geringen und ungleichmäßigen Verteilungsdichte der Tiefbohrungen können sie uns nur ein sehr lückenhaftes Bild geben vom geologischen Aufbau des Untergrundes, wie er uns in seiner ganzen Buntheit im benachbarten Wald- und Mühlviertel begegnet.

Bohrungen im Bereiche des Taufkirchener Rückens

Beiderseits des Inn um Schärding baut sich das Grundgebirge nach den älteren Angaben von F. v. Hauer (1857), A. Till (1913) und den neueren von H. V. Graber (1929, 1932—1933, 1936 u. a.), J. Stadler (1925) und G. Horninger (1936) aus granitischen Gesteinen auf. Sie grenzen im Norden gleichförmig mit nahezu W-fallender B-Achse an Cordierit führende granitisch durchtränkte Misch- und Adergneise, begleitet von Perl- und Kinzigitgneisen, sowie Lagen von Kalksilikatschiefern. Abseits des Schärddinger Tiefenkörpers treten innerhalb des Gebietes der kristallinen Schiefer noch weiter Stöcke auf, z. B. am Schnür- und Scheferberge bei Kopfung.

Das Schärddinger Tiefengestein ist nach der Beschreibung von G. Horninger und eigenen Beobachtungen meist ein grauer mittel- bis gröberkörniger Biotitgranit mit mehr oder weniger deutlich ausgebildeten *cm*-großen porphyrtartigen dicktafeligen Mikroklinperthiten. Häufig führt er eigengestaltigen Cordierit als Folge der Auflösung tonerdereicher Nebengesteine (Cordieritsillimanitfelse u. a.) durch das eindringende Magma. Der Reichtum an den Alkalifeldspat aufbauenden Stoffen führte zu einem verhältnismäßig frühen Beginn seiner Ausscheidung, wobei er einige Frühkristallisationen (Biotit, Andesin, Frühquarz und die Akzessorien) zonar

umschloß oder sie während seines Wachstums vor sich schob und so die eigene Gestalt den später kristallisierenden Gemengteilen (saurer Plagioklas, Spätquarz) gegenüber weitgehend behaupten konnte.

Außer dem eigentlichen Schärddinger Granite kommen örtlich auch dunklere mittelkörnige Massengesteine granodioritischer Zusammensetzung ¹⁾ vor, so eine „schwarze Abart“ neben dem Granite im Bahnhofsbruche von Schärdding, bei Ach in der Gemeinde Kopfung. Sie entwickeln sich aus dem Granite durch Schwinden der Großkristalle von Mikroklin und die Beschränkung der Kristallisation dieses Feldspates auf das Ende der Erstarrung als unscheinbares poikilitisches (monzonitisches) Bindemittel der gut ausgebildeten Hauptminerale (Biotit, bas. Andesin, Frühquarz) wegen des Zurücktretens seiner Aufbaustoffe im Magma. Das Vorhandensein einer solchen Gesteinsart ließ schon das Auftreten von Granodioritporphyrit (G. Horninger) = aplodioritischer Granitporphyr (A. Marchet) vermuten. Diese Veränderlichkeit der Gesteine innerhalb der Schärddinger Tiefenmasse und deren gangförmigen Abspaltungen im Bestande geht wohl zurück auf die örtliche Anreicherung bzw. Absaigerung der sich früher ausscheidenden Plagioklaskerne (Andesin) und eines Teiles des dunklen Glimmers während des Fließens der erstarrenden Schmelze in den sich öffnenden Raum unter dem Einflusse tektonischer Vorgänge, so daß sich in der Restschmelze die Stoffe des Hüllplagioklases (Oligoklas) und besonders des Alkalifeldspates ansammeln konnten.

Alle diese Gesteine der Schärddinger Tiefenmasse und auch die ihres Rahmens sind in den Bohrungen Innviertel 1—4, Leoprechting 34, 40 und Winetsham II angetroffen worden. Doch herrschen die Granodiorite vor.

Die Bohrung Leoprechting 34 erörterte in 116·4 *m* Tiefe einen ziemlich unfrischen biotitreichen mittelkörnigen Granodiorit mit sehr vereinzelt bis 2 *cm* großen, gestreiften, unregelmäßigen Feldspaten, in denen gut umrissene Biotite eingeschlossen sind.

In der Bohrung Leoprechting 40 ist das in 107·5 *m* und tiefer angetroffene kristalline Gestein stark kaolinisiert und verruschelt entlang verschieden geneigter und streichender Harnische zu einem Gesteine ähnlich dem der Bohrung Leoprechting 34.

In der Bohrung Innviertel 3 wurde in der Tiefe 212·0—216·0 *m* im oligozänen groben Sande und Gruse ein größeres Geröll von „monzonitischem Quarzglimmerdiorit“ ²⁾ über verwittertem, zersetztem, grünlichem Cordieritgranit gewonnen. Das Gestein ist bläulichgrauer Biotitgranodiorit von scheinbar gleichmäßig mittlerem Korn. Die großen Plagioklase bilden ein sperriges Netz dicker Leisten und Tafeln, dessen Maschen kleine scharfe Leisten von Andesin, reichlich schön ausgebildete *mm*-große gerne faserig angeordnete Blätter von Biotit und gut umrissene Körner (Doppelpyramiden) von Frühquarz umgehen. Zwischen diesem Gewirre verschiedener Kristalle verbirgt sich die Füllmasse von wenig Spätquarz in verzahnten Korngemengen und vor allem aber von *cm*-großen erst beim Einspiegeln der Spaltflächen deutlich hervortretenden formlosen Mikroklin-Körnern. Der meist nach dem Albit- oder auch nach dem Albit+Karlsbader-Gesetze

¹⁾ Auf Grund einer Untersuchung der in der Steinbruchskartei der Geologischen Bundesanstalt aufbewahrten Gesteinsproben, aufgesammelt von Prof. Dr. A. Kieslinger.

²⁾ Die Bestimmung erfolgte seinerzeit mit freiem Auge durch den Verfasser.

verzwillingte Plagioklas überwiegt an Menge weit den schwach perthitischen flau gegitterten optisch—Mikroclin. Er ist stark zonar: in seinem zu einem Skelett zerfressenen Kerne, soweit unverwittert, ein basischer Andesin bis Labrador von 50% An, in den Kernlücken und in der Hülle ein Oligoklas. Die Zonen sind gelegentlich während des Fließens verschoben. Mikroclin und Spätquarz sind ab und zu miteinander mikropegmatitisch verwachsen. Nicht selten schaltet sich zwischen dem Alkalifeldspat und dem Plagioklas Myrmekit ein. Der Biotit wechselt seine Farben von γ : tiefrotlichbraun zu α : blaßbraun. Oft aber ist er zerplittert und unter Ausscheidung von Erz in Chlorit und hellen Glimmer übergegangen. Er hat sich zum Teil erst mit der Plagioklashülle ausgeschieden, jedenfalls noch vor dem Mikroclin. Zirkon und Apatit sind im dunklen Glimmer von einem pleochroitischen Hofe umgeben. Die spärlichen Klüfte, die das Gestein durchsetzen, sind von jüngstem Quarz verheilt.

Aus größerer Tiefe (245 m) wurde aber ein graugrünlcher zersetzter streifiger feldspatreicher Körnelgneis gefördert, in dem mehr sparsam wenige 0.5 mm große Biotitblättchen innerhalb des gleichmäßig ausgebildeten Quarzplagioklasgefüges verteilt sind. Längliche bis 5 mm dicke Linsen von größeren Mikroclinkorngemengen sind von gröberschuppigem dunklem Glimmer gesäumt. Das Gestein besitzt mittelsteiles Einfallen.

In 255 m wurde ein ähnlicher graugrünlcher zersetzter kristalliner Schiefer angetroffen von kleinem bis mittlerem Korn. Das Gestein ist fleckig-faserig, wobei die sparrigen dicken fetzigen Biotitblätter die Linsen und Streifen mit dem grobkörnigen Feldspat bzw. Quarz umwinden und so von dem mehr massigen körnel- bis perlgnaisartigen glimmerreichen Gefüge der Nachbarschaft trennen. Die Klüfte sind mit Quarz ausgefüllt. Der Plagioklas, der Hauptgemengteil der fleckenfreien Bereiche, sondert sich in einzelnen Körnern vom Mikroclin und Quarz mit meist rundlichen, seltener mit Kristallnrissen ab. Verzwillingt ist er nach dem Albit-, seltener nach dem Albit+Karlsbader Gesetze. Oft aber sind die Körner zu Klumpen verwachsen. Im Kerne ist er, soweit frisch, ein Oligoklasandesin, in der Hülle Oligoklas. Häufig umschließt er rundliche Körnchen von Quarz und Blättchen von Biotit. Der ziemlich frische bis mehrere cm-große Mikroclin ordnet sich mit seinem Längsdurchmesser gewöhnlich dem Parallelgefüge ein, wobei er auch Leisten von Plagioklas umschließt. Gegen den Quarz zeigt er mitunter Kristallflächen. Der tiefbraune Biotit ist gewöhnlich chloritisiert (Pennin) unter Ausscheidung von Erz und Neubildung von Muskowit. Wie der Mikroclin so sammelt sich auch der Quarz in Flecken an oder füllt die Lücken zwischen den übrigen Gemengteilen. Reichlich ist in dem Gestein der Apatit in größeren rundlichen Körnern vertreten. Dieser granitartige Mischgneis führt auch Scheineinschlüsse von Cordieritquarzemengen mit biotitreichem Saume gegen die Umgebung. Seine Bedeutung kann erst gewürdigt werden, wenn das benachbarte Grundgebirge im Norden neu untersucht ist.

Die Bohrung Innviertel 1 förderte aus einer Tiefe von 246—247.3 m unter einer kaolinisierten Verwitterungsdecke (232—234 m) und einem zersetzten kaolinisierten granitähnlichen Tiefengesteine einen fürs freie Auge grauen mittel- bis feinkörnigen Granodiorit reich an dunklem Glimmer in 1—2 mm großen sechsseitigen Blättchen, bis zu 2 mm langen Leisten von zum Teil angewittertem Plagioklas und Quarz. Die ungleich-

mäßige Verteilung dieser Gemengteile verleiht dem Gesteine ein unruhiges Aussehen. Das wird noch verstärkt beim Einspiegeln der *cm*-großen formlosen Mikrokline, die in schwankender Dichte durchspiokt sind von scharf umrissenen Kristallen kleiner Plagioklase, sechsseitiger Biotitblättchen und Einzelkörnern von Frühquarz. Örtlich birgt das Gestein Nester von Schwefelkies. Nicht selten umschließt der Granodiorit gut begrenzte biotitreiche schiefrige Putzen und schwärzliche grobschuppige gefaltete Cordieritbiotitgesteine. Diese Einschlüsse liegen parallel der Bohrlochwand und deuten so ein saigeres Fließgefüge, vielleicht auch die Nähe des Nachbargesteines an.

Im Schlicke baut sich der Granodiorit auf aus einem groben Gebälk größerer Leisten und Tafeln von verzwilligtem oft zu Klumpen verwachsenem Plagioklas, in dessen Zwischenräumen zarte Leisten von Kalknatronfeldspat, größere sechsseitige Biotitblätter und Einzelkristalle oder verzwilligte Körner von Frühquarz stecken. Die Fugen zwischen diesen Hauptgemengteilen werden von großem zackig umrissenem schwachperthitischem Mikroklin und Korngemengen von Spätquarz ausgefüllt. Oft aber sind die älteren Gemengteile so dicht zusammengedrängt, daß das Bindemittel nahezu oder ganz fehlt. Der Plagioklas ist gewöhnlich nach dem Albit- und Albit + Karlsbader-, seltener nach dem Periklin- und Manebacher Gesetze verzwilligt. Sein Kern, soweit unverglimmert, ein Andesin (40% An) bis Labrador (50% An) ist meist zu einem Gerüste zerfressen, dessen Lücken mit Oligoklas ausgefüllt sind. In der Hülle sinkt, abgesehen von gelegentlich wiederkehrenden basischeren Zonen der An-Gehalt gar zu dem eines sauren Oligoklases bis Albitoligoklases (10% An) herab. Die mitunter verbogenen Albitlamellen keilen dem Rande zu aus, wohl als Folge anderer Kristallisationsverhältnisse als zur Zeit der Kernausscheidung. In der albitreichen Hülle und in den Korrosionstaschen der Plagioklase ist der Biotit teils mit dem Feldspate verzahnt, teils darin in gut ausgebildeten Kristallen eingewachsen. Der Frühquarz umschließt gerne Plagioklasleisten, bringt aber seine eigene Kristallform dem Mikrokline gegenüber zur Geltung. Mit dem dunklen Glimmer ist er ziemlich gleichaltrig. Dagegen sind im Spätquarze nicht nur Plagioklas, sondern auch gut umrissener Biotit eingebettet. Der zwischen α : tiefrotlichbraun und γ : hellbraun pleochroitische Glimmer hat sich mitunter, besonders in Knickstellen, zu Chlorit unter Erzausscheidung zersetzt. Den Grenzbereich zwischen dem Mikroklin und dem Plagioklas nimmt gelegentlich Myrmekit ein. Der prismatische, jedoch völlig pinitisierte Cordierit ist jünger als der Plagioklas-kern. Akzessorisch sind Apatit und der spärliche Zirkon, beide mit pleochroitischem Hof im dunklen Glimmer. Der Biotit umschließt bereits zerbrochene Apatitsäulchen.

Messungen mit dem Integrationstische ergaben folgende Volumsprozente:

Mikroclinperthit	10	Vol.-%
Plagioklas	41	„
Quarz	25	„
Biotit	22	„
Akzess. + Nebengem.	2	„

Das starke Überwiegen des Plagioklases über den Alkalifeldspat, die Neigung des Biotits zur Eigengestalt, begünstigt durch die späte Ausscheidung des Mikroklin, und der Reichtum an Quarz stellen diese Felsart zu den Granodioriten. Doch schwankt das Mengenverhältnis dieser Gemengteile merklich. Je nach dem Mikroklingehalte nähert es sich bald mehr den Graniten, bald mehr den Quarzdioriten (monzonitischer Quarzdiorit).

Der von diesen Granodioriten geaderte dichte schwarze Einschuß aus 246—247·3 m Tiefe ist ein weitgehend veränderter Cordieritfels. Der Cordierit hat sich völlig in ein kleinschuppiges Geflecht von hellem Glimmer und Chlorit mit einer gelben isotropen Masse in den Zwischenräumen umgewandelt. Die gelben, einst pleochroitischen Höfe um Zirkon in dem glimmerreichen Haufwerke haben sich erhalten. Die sonstigen Einschlüsse in dem gewesenen Cordierit gehören teils dem älteren Mineralbestande des Gesteines an wie der reichliche Apatit, Sillimanit und Andalusit, teils handelt es sich um Zwischenbildungen während der Kristallisation des Cordierits wie blaßbraunvioletten Spinell, ausgebildet in Skeletten oder Oktaedern. Eingeschlossen ist ferner dem Cordierit — vielleicht als ältere Bildung — derbkörniger Korund (spinellähnliche Lichtbrechung, große Härte, quarzähnliche, jedoch — Doppelbrechung, Einachsigkeit). Die Zersetzung des Cordierits wird begünstigt durch die Anwesenheit von reichlichem Schwefelkies in einzelnen Körnern wie auch verästelten Gangtrümmern. Formloser Korund, umgeben von grünem Spinell, wurde übrigens auch in einem cordieritreichen Einschlusse im Granite des Bahnhofsbruches von Schärding gefunden. Der Granodiorit in den Adern im Cordieritfelse schwankt merklich in seiner Zusammensetzung durch das Auftreten oder Fehlen großer einschlußreicher Mikroklinkörner (enthaltend Leisten von Andesin, Frühquarz mit tiefen Korrosionstaschen, grobschuppigen Biotit). An den Einschuß heften sich die Frühausscheidungen wie örtlich Spinell umschließender Plagioklas mit korrodiertem Kerne von Labrador-Andesin (45% An und einer Hülle von rund 25% An). Gerne durchwächst dieser Feldspat den Einschuß in unregelmäßigen, sich unscharf abhebenden, teilweise von einem schützenden grobblättrigen Biotitpelz gesäumten Gangtrümmern. In den feinen Äderchen, wie auch am Einschußrande, fehlt der Mikroklin. Er schied sich erst in einiger Entfernung im Granodiorite selbst aus. Ihn vertritt an der Einschußgrenze, in den Adern und Nestern innerhalb des Cordieritfelses grobblättriger dunkler Glimmer.

In einem aufsehenerregenden Berichte hat vor Jahren Wilh. Petrascheck (1922, 1924) von der Bohrung beim Dorfe Winetsham unweit Andorf mitgeteilt, daß im Liegenden des Tertiärs in 268·9—271·0 m Granit, darunter aber bis 277·8 m Jura, und schließlich abermals Granit angefahren wurden. Aus der benachbarten, später niedergebrachten Tiefbohrung Winetsham II beschrieb F. E. Klingner (1929 a, b, c) eine mächtige Verwitterungsschwarte unter dem Jura und ihr massiges frisches Ausgangsgestein. Nach dem Dünnschliffbilde besitzt es monzonitisches Gefüge im Sinne F. Beckes: zahlreiche gut ausgebildete Plagioklase und andere Gemengteile, eingebettet in großen Mikroklinkörnern. Nach dem von ihm errechneten Mengenverhältnis der Minerale und der chemischen Zusammensetzung gehört das Gestein nach der heutigen Gliederung (E. Tröger, P. Niggli) nicht mehr zu den Quarzglimmerdioriten, sondern zu den Granodioriten:

SiO ₂	65.07	Gew.-%
TiO ₂	0.81	„
Al ₂ O ₃	16.04	„
Fe ₂ O ₃	0.29	„
FeO	4.39	„
MnO	0.11	„
MgO	1.84	„
CaO	2.73	„
Na ₂ O	2.25	„
K ₂ O	4.32	„
H ₂ O + 110°	1.15	„
H ₂ O - 110°	0.30	„
P ₂ O ₅	0.37	„
SO ₃	0.48	„
<hr/>		
100.15		Gew.-%

si	270.8	Analytiker: L. Möser
al	39.3	
fm	27.9	
c	12.2	
alk	20.6	
k	0.56	
mg	0.41	
qz	+88.3	

errechneter Mineralbestand:

Quarz	21%	
zonarer Plag. (And.-Labr.)	45%	
perth. Mikroklin	14%	
Biotit	18%	
akz. Miner. (Apatit, Zirkon, Erz)	2%	
<hr/>		
100%		

Nach oben zu geht dieser Granodiorit in ein „mürbes gebleichtes, rötlich und grünlich geflecktes Gestein mit Quarz, kaolinisiertem Feldspat und grünlich zersetztem Glimmer“ über. Dieses wird von F. E. Klingner nach der Bezeichnungweise von H. Harrassowitz als „Zersatz“ des frischen Liegendgesteines aufgefaßt:

SiO ₂	65.13	Gew.-%
TiO ₂	0.73	„
Al ₂ O ₃	15.95	„
Fe ₂ O ₃	3.18	„
FeO	1.92	„
MnO	0.10	„
MgO	0.73	„
CaO	0.84	„
Na ₂ O	1.19	„
K ₂ O	5.47	„
H ₂ O + 110°	3.54	„
H ₂ O - 110°	0.65	„
P ₂ O ₅	0.32	„
SO ₃	0.07	„
<hr/>		
99.82		Gew.-%

si	338.1	Analytiker: L. Möser
al	48.8	
fm	22.5	
c	4.7	
alk	24.0	
k	0.75	
mg	0.25	

Weiter aufwärts schließt sich an die „Zersatzzone“, durch alle Übergänge verbunden, „ein festes kirschrotes Gestein, in dem nur einzelne Quarzkristalle zu erkennen sind“. F. E. Klingner rechnet dieses zur „Anreicherungszone“ im Sinne von H. Harrassowitz:

SiO ₂	58.29	Gew.-%
TiO ₂	1.35	„
Al ₂ O ₃	23.43	„
Fe ₂ O ₃	7.57	„
FeO	0.16	„
MnO	0.01	„
MgO	0.08	„
CaO	0.06	„
Na ₂ O	0.14	„
K ₂ O	0.19	„
H ₂ O + 110°	8.16	„
H ₂ O - 110°	0.53	„
P ₂ O ₅	0.16	„
SO ₃	0.07	„

100.18 Gew.-%

si	290.7	Analytiker: L. Möser
al	68.8	
fm	29.5	
c	0.3	
alk	1.3	
k	0.46	
mg	0.01	

Bei der Verwitterung des Granodiorits wanderten zunächst viel c, mg und merklich na ab. Mit der fortschreitenden Veränderung aber gingen auch ein größerer Teil des si in Lösung, fast das gesamte alk und nahezu der ganze Rest des c und mg. Gleichzeitig wandelte sich Fe · · in Fe · · · um, so daß sich im verwitterten Gesteine al und fm (Fe · · ·) besonders anreicherten. Wegen des noch immer hohen si-Gehaltes und des Fehlens von Tonerdehydraten wie Diaspor und ihres Ersatzes durch Kaolin stellte F. E. Klingner dieses Zersetzungsprodukt zu den Sialliten von H. Harrassowitz. Siallitische Verwitterung findet im gemäßigten wie auch im tropischen Klima bei entsprechend hoher Feuchtigkeit statt (H. Harrassowitz). Das Winetshamer Bodenprofil gibt also keine eindeutigen Anhaltspunkte über das damals herrschende Klima. E. Kraus (1929) vermutete in dieser

Verwitterungsmasse nicht eine jurassische, sondern eine dem Rotliegenden zugehörige Bildung. Es ist aber kaum wahrscheinlich, daß sich das lockere Gestein so lange Zeit obertags erhalten haben sollte.

Bohrungen am Sporn von Neumarkt

Die Bohrung Innviertel 2 gewann in 498·3—499·8 *m* einen Kern von Granodiorit, ähnlich dem der Bohrung Innviertel 1, ein fürs freie Auge graues mittel- bis feinkörniges Gemenge von Plagioklas und Frühquarz mit eingestreuten 1—2 *mm* großen sechseitigen Biotitblättchen, verbacken von Mikroklin und etwas Spätquarz. Die ungleichmäßige Verteilung der Hauptgemengteile macht das Aussehen des Gesteines etwas unruhig, zumal wenn diese, eingeschlossen in dem fleckenweise auftretenden formlosen 2—3 *cm* großen Mikrokline sich in ihm bald locker gruppieren, bald aber so häufen, daß er oft nur feine Zwischenräume ausfüllen kann oder gar im Schlicke fehlt. Messungen von Volumsprozenten haben daher nur sehr bedingten Wert: Mikroklin 21%, Plagioklas 36%, Biotit 13%, Quarz 29%, Rest 1%. Der Kern des Plagioklases enthält etwa 40% An, in der Hülle sinkt sein An-Gehalt auf 20% herab. Nicht selten sind die Lamellen nach dem Albitgesetz verbogen oder geknickt, während der Spätquarz und der gleichaltrige Mikroklin kaum beeinflußt sind. Außer in sechseitigen Blättern ist der rehbraune Biotit nicht selten in Schuppen ausgebildet und dann gerne zu Flecken und Putzen gehäuft als Rest zerflossener einstiger Schiefereneinschlüsse.

Bohrung Innviertel 4, 512·4—513·4 *m*: Das aus dieser Tiefe geförderte graue Tiefengestein ähnelt sehr denen der Bohrungen Innviertel 1 und 2. Es enthält bis *cm*-große, ziemlich gut ausgebildete, dicktafelige, sich von ihrer Umgebung nur undeutlich abhebende Plagioklase in einer mittelkörnigen bläulichgrauen Zwischenmasse kleiner Leisten von Kalknatronfeldspat, *mm*-großer sechseitiger Biotitblätter und Frühquarz, eingebettet in formlosen großen Mikroklinperthitkörnern. Der zerfressene Kern des Plagioklases besitzt etwa 40% An in der Hülle, in der Füllmasse des Gerüstes sinkt der An-Gehalt bis auf 20% herab. Eingeschlossen im Mikroklin, sind die korrodierten Kerne meist von einer dünnen Albithaut wohl gleichzeitig mit dem Perthitgefüge gesäumt. Dasselbe Alter wie der Hüllenglimmer hat im Wesen auch der dunkle Glimmer, jünger aber ist der teils gut umrissene, teils tief korrodierte Frühquarz. Der Cordierit hat sich in ein feinschuppiges Muskowitchloritgemenge umgewandelt, doch ist die einstige Spaltbarkeit noch gut erkennbar. Nicht selten stecken im Gestein 1—2 *cm* große schwärzliche Schiefereneinschlüsse mit dicht gepacktem grobschuppigem Biotit, vergesellschaftet mit Cordierit.

Gewöhnlich wird der Schärddinger Granit seiner chemischen Zusammensetzung wegen zum Mauthansener gestellt. Im Gegensatz zu diesem ist er aber durch alle Übergänge mit Granodioriten und Quarzdioriten verbunden, so wie der porphyrtartige Karlstifter Granit mit dem Freistädter Granodiorit. In beiden Fällen haben sich durch Ausquetschung der Fröhausscheidungen während der Erstarrung des Magmas Granodiorite bis Quarzdiorite entwickelt. Die Besonderheit der Gesteine des Schärddinger Tiefenkörpers, ihr Cordieritgehalt, beruhen auf dem Eindringen des Magmas in tonerereiche kristalline Schiefer, während die Freistädter-Karlstifter Schmelze größtenteils im Weinsberger Granite aufgestiegen ist.

Östlich der Schärdinger Tiefenmasse baut sich das Grundgebirge südlich der Donau nach H. V. Graber und J. Schadler sowie A. Till aus SO-streichenden geaderten Cordierit- und Perlgneisen mit allen Übergängen in granitische Mischgesteine auf. Eingeschaltet sind ihnen ab und zu Schollen und Linsen von Kalksilikatgesteinen. In den kristallinen Schiefen stecken an mehreren Orten mittelkörnige Granite. In der streichenden Fortsetzung dieser Gneise und ihrer Begleiter sind die

Bohrungen Meggenhofen 1 und 2

abgeteuft worden.

Bohrung Meggenhofen 1. Unter dem Deckgebirge wurden nach dem vorliegenden Schichtverzeichnis von 1129 *m* an kristalline Schiefer von grauwackenähnlich buntem Aussehen durchörtert. Es sind grau, grünlich und rotbraun gefleckte Gesteine eines Verwitterungshorizontes, ähnlich dem in Winetsham II, jedoch zugehörig wahrscheinlich einem mittelkörnigen grobfaserigen geaderten Cordieritgneise. Die Probe baut sich auf aus Körnern graulichen (schwach undulösen) Quarzes, angeordnet in verzweigten Streifen und Linsen und derben Pseudomorphosen dazwischen. Etliche von diesen bestehen aus einem feinschuppigen blaßgrünlichgelben Gemenge von Serizit und Kaolin, aus dem hier und da noch Zwillinglamellierung und Zonenbau des einstigen Plagioklases durchschimmern. Sie umschließen hofferien Zirkon. Andere, oft längliche Pseudomorphosen setzen sich zusammen aus einem gröberschuppigen Haufwerke von Kaolin und Muskowit, das stellenweise weitgehend von Brauneisen bestäubt ist und undurchsichtig wird. Manche dieser Körper sind von parallelen Rissen senkrecht zur Längerstreckung durchzogen. Da setzt auch die Bestäubung aus. Es dürfte hier veränderter Cordierit vorliegen. Dagegen scheinen die Nester von Muskowitscheitern einst Biotit gewesen zu sein.

Die Bohrung Meggenhofen 2 brachte aus 919-00 *m* und tiefer einen verwitterten Cordieritgneis zutage, bestehend aus Linsen mit kaolinisiertem Feldspate, Quarz und etwas Biotit, wechselnd mit Lagen reich an meist in Chlorit übergegangenem dunklem Glimmer. Das Gestein ist von zahlreichen Harnischen durchzogen. Nach unten zu nimmt der Verwitterungsgrad ab. Eine Probe aus 926-5—926-8 *m* ist ein grobfaseriger mittelkörniger plagioklasreicher Mischgneis mit gröberem Schmitzen und Linsen von Mikroklin zwischen biotitreicheren Streifen. In einzelnen Nestern tritt auch derber bläulichgrauer bis grünlicher Cordierit auf.

Der Plagioklas (Kern: 35—40% Au, Hülle: 30% An) bildet in der Nachbarschaft der Glimmerfasern ein mittel- bis kleinkörniges Gemenge, dessen längliche Einzelbestandteile gerne in der Schieferung liegen. Hier und da umschließt er kleine, rundliche Quarzkörner. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind oft gebogen. In einzelnen größeren Durchschnitten stecken zerfranzte Fetzen von perthitischem Mikroklin, parallel (homoax) verwachsen mit dem Wirte. Andernorts ragen aber von außen her (010) folgend, zerschlitze Mikroklinfahnen, sich von größeren Körnern abspaltend, in den Plagioklas hinein, wobei auch hier die Lage der Achsen beider Feldspate übereinstimmt. Während solche parallele Verwachsungsformen bei flüchtiger Betrachtung wie grobe Antiperthite bzw. Perthite aussehen, sind die im Mikroklin andersgelagerten Plagioklase gerundet. Es wuchs also der Alkalifeldspat durch Stoffaustausch im Grenzbereiche der Plagioklas-

Quarzkörner, rundete und umschloß sie oder drang bei gleicher Achsenlage (010) keilförmig in den Plagioklas ein und zehrte ihn bis auf Reste auf. Diese Erscheinung geht von den hellen gröberkörnigen Streifen, Adern und Knoten aus, in denen der Alkalifeldspat neben reichlich Quarz den Plagioklas weit überwiegt.

Ab und zu ist hier im Zwischenkornfilme Myrmekit in weiten Vorsprüngen in den Mikrokin eingemistet. An der Grenze dieses Gebildes säumt eine Albitaut homoax den Mikrokin, wohl ein Zeichen für das geringe Alter des Perthits. Häufig greift auch von einer Grenzfläche zweier verschiedenen gelagerter Mikrokiner aus Myrmekit blumenkohlartig in beide Feldspate hinein. Dagegen sind die gerundeten Plagioklaseinschlüsse im Mikrokin myrmekitfrei. Der tiefbraune Biotit umwindet in dicht gepackten Fasern oder unwächst in verspreizten Blättern den oft zerrissenen Granat und füllt dann nicht selten auch die Zerrungsräume zwischen den Granattrümmern. Aber nicht selten schieben sich zwischen Granat und Glimmer Körner von Plagioklas, die jenen dabei tief korrodierend umschließen. Glimmerblätter ragen auch in den Plagioklasrand hinein. In den Biotitfasern ist manchmal ein engschurig nach dem Albitgesetze lamellierter Plagioklas mit kräftigem Zonenbaue (Andesin-Labrador im Kerne und Oligoklasandesin in der Hülle) eingewachsen, dessen Kern wohl ebenso wie die Quarzeinschlüsse im übrigen Plagioklas zum Rest(Alt)-bestande des Gesteines gehört, gebunden an die Nachbarschaft der granatbiotitreichen Bänder.

In das Korngefüge der geschlossenen hellen Gesteinsanteile zwingt sich vielerorts wenig veränderter Cordierit in *cm*-großen, sich ganz unregelmäßig verzweigenden, aber doch dem Parallelgefüge folgenden Wachstumsformen und umschließt dabei gerundeten Quarz, Plagioklas, dunklen Glimmer, selten auch Granat. Dem Mikrokin weicht er anscheinend aus. Dem Paragneisanteil fehlt er hier. Er ist wohl als Spätling in der Ader auskristallisiert aus Stoffen, die der Nachbarschaft entnommen sind.

Die Kornvergrößerung des Gesteines erfolgte offenbar während einer Zufuhr von Alkaliverbindungen unter Bildung eines albitreicheren Plagioklases und Biotits unter Verdrängen des Granats und zum Teil auch des Quarzes. Mit der Verstärkung der K-Zufuhr wurde dann nach der weitgehenden Ausschaltung des Granats außer Quarz auch der Plagioklas angegriffen unter teilweisem Ersatze durch neugebildeten Mikrokin, gleichsam als Umkehrung einer Myrmekitbildung im Sinne der Auffassung von F. Becke. Der einstige granatführende Schiefergneis ist so durch anhaltenden, der Zusammensetzung nach wechselnden Stoffaustausch und scherende Kornfürkornbewegungen in einen cordieritführenden Mischgneis umgewandelt worden.

Das Gebiet um Wels und der Mairhofberg-Rücken.

Der diesem Raume benachbarte Teil des Grundgebirges etwa zwischen Peurhach und Eferding baut sich aus gleichartigen kristallinen Gesteinen auf wie das Bergland nördlich von Meggenhofen. Nach J. Schadler sind es WNW-streichende, zum Teil cordieritführende Perlgneise mit örtlich eingeschalteten mittelkörnigen Graniten.

Die ärarische Tiefbohrung Wels: Nach der Auffassung von R. Grill stellen die „bunten und roten eisenschüssigen Sandsteine“

R. J. Schuberts (1903) zwischen 1029.5—1036.8 *m* die Verwitterungsrinde des Grundgebirges dar, ähnlich wie in der Bohrung Meggenhofen 1 und Winetsham II. Die Untersuchung einer Probe aus 1030.2 *m* Tiefe bestätigte diese Ansicht. Das vorliegende Gestein ist eine verwitterte tektonische Brekzie kleinerer und größerer Splitter von Mineralen und Gesteinen, begrenzt durch Harnische mit glänzendem rotbraunem Brauneisen- oder graugrünlichem Kaolinbelage. Die Scherben sind Bruchstücke von Einzelkörnern oder kataklastischen Korngemengen von Quarz oder Brocken zersetzten Gneises mit zum Teil rostig bestäubten kaolinisierten und serizitisierten Feldspaten, zerknitterten Schuppen hellen Glimmers. Ebenso gehören auch die als weiße und rotgefleckte Sandsteine, grobkörnige Quarzsandsteine mit erdigem rotbraunem bis rotem Limonit als Zement bezeichneten Gesteine aus 1034.5 *m* Tiefe, ferner „die rot und grün gefleckten Sandsteine mit kataklastischem Quarz und Serizit“ (1035.4 *m*), sowie die ebenfalls „roten und grüngefleckten Sandsteine“ (1036.5 *m*) zum verwitterten gestörten Grundgebirge. In 1036.5 *m* ist das Gestein noch immer ein stark zersetztes mittelkörniges Quetschprodukt, wahrscheinlich nach einem Cordieritgneise. Die hellen Gemengteile sind durch feinschuppige grünliche Pseudomorphosen von Kaolin und Serizit ersetzt. Daneben findet sich untergeordnet geknitterter Muskowit in dicht gepackten Nestern. Der Quarz bildet entsprechend dem Parallelgefüge Linsen und Streifen eng verzahnter wellig auslöschender Körner. An der Grenze zwischen ihm und den Neubildungen hat sich gerne Brauneisen ausgeschieden. Aus 1042 *m* Tiefe stammt die Probe eines weniger zersetzten, an Bewegungsflächen ziemlich stark gequälten geaderten Cordieritgneises. Ein derartiges Gestein gibt bereits Schubert aus der Tiefe 1036.8—1048 *m* an. Der vorliegende Gneis ist grobflaserig mittelkörnig mit perlgneisartigem Aussehen, durchdrungen parallel der Schieferung von unregelmäßigen hellen zerdrückten Adern, reich an Körnern von Plagioklas, großem perthitischem Mikroklin; zwischen die Feldspate und um sie winden sich Strähnen des hildsamen Quarzes in eng miteinander verzahnten Blättern und Körnern, für sich allein oder mit spärlichen gequälten Blättern von chloritisiertem Biotit und neugebildetem hellem Glimmer. Im Cordieritgneise selbst sind die Einzelkörner und Kornklumpen von Plagioklas umwachsen von grobblättrigem chloritisiertem Biotit. Mit ihm zusammen tritt hier neben Quarz verglimmerter Cordierit auf. Die örtliche Zerschering des Gesteines macht sich in einem Zerbrechen der spröden Plagioklase, der Zerknitterung des Biotits (Neubildung von Chlorit, Muskowit und in den Spaltflächen von Rutil) und der Verknetung des bildsamen Quarzes zwischen den starreren übrigen Gemengteilen und deren Bruchstücken bemerkbar. Der Plagioklas ist, soweit ungetrübt, ein Andesin von 30—35% An, in den randlichen Fortwachsungen und Flecken ein Oligoklas von 20—25% An. Nicht selten umschließt er gerundete Quarzkörnchen. Häufig, vor allem im Bereiche und in der Nachbarschaft der hellen Adern, stecken in seinem Kerne homoax mit ihm verwachsene Fetzen und Fransen von fleckigem schwach perthitischem Mikroklin als scheinbare Einschlüsse, so wie in den Plagioklasen des geaderten Cordieritgneises von Meggenhofen 2. Nicht selten füllt der Alkalifeldspat in gleicher Weise klaffende Sprünge im Plagioklas, von denen er aus in zerschlitzen Fahnen tief in diesen hineinragt, oder er umschließt ihn beim Wachstum zwischen den Körnern von Quarz

und Plagioklas mit gleicher Orientierung, dringt in ihn (010) in spitzen Keilen ein, während anders gelagerte Plagioklaskörner wie auch Quarz gerundet werden. Der (pertbitische) Mikroklin bildet in den Adern sonst auch größere Körner, die sich nach außen hin zwischen Plagioklas und Quarz verästeln. Er ist gerne gefleckt. Die einzelnen Felder haben verschiedene Auslöschungsschiefe und wechselnden Achsenwinkel (groß bis nahezu 0°), ohne daß sich diese in abweichender Lichtbrechung äußern würde. Wie der Plagioklas ist auch der Mikroklin in den Störungsbereichen zerschoren und die Zerrungsräume mit Neubildungen (Muskowit) ausgefüllt. An der Grenze zwischen den beiden Feldspaten hat sich gelegentlich Myrmekit angesiedelt. Der Cordierit ist gänzlich in ein wirres Geflecht gröber- und feinschuppigen blaßgelblichgrünen Glimmers umgewandelt. Seine alten Kristallumrisse und die einstige Spaltbarkeit sind noch angedeutet; bezeichnend für diese Pseudomorphosen sind die gelben nicht mehr pleochroitischen Höfe um Zirkon. In einzelne geborstene Klüfte wuchs der Quarz vom Gesteine her als Bergkristall hinein und füllt sie aus, zum Teil begleitet von gleichfalls fortgewachsenem Mikroklin, der hier in adularähnlicher Ausbildung (spitzrhombenförmiger Querschnitt) seine Eigen-gestalt dem Quarz gegenüber zum Ausdruck bringt. In den örtlichen Miarolen besteht die Füllmasse aus wandständigem Chlorit und klarem Quarz im Innern. Die Aderung des Cordieritgneises ging während älterer Kornförmigkeitsbewegungen entlang von Scherflächen vor sich. Diese Verformung hat aber auch noch die Bildung des Mikroklin überdauert. Die das Gestein beherrschende Kataklastik ist noch jünger. Mit ihr ist wohl die Umwandlung des dunklen Glimmers Hand in Hand gegangen.

Die Bohrung Wels 1 erreichte in 1218 *m* den Untergrund des Oligozäns. Eine Probe aus 1221—1224.7 *m* Tiefe wurde einem völlig zersetzten rotbraun und grünlich gefleckten, von zahlreichen Rutschflächen durchzogenen, einstigen Cordieritgneis entnommen. Das Gestein gleicht ganz dem der Bohrung Meggenhofen 1 und setzt sich, soweit noch erkennbar, zusammen aus Quarz, Muskowit in Nestern und derben Pseudomorphosen von feinschuppigem bellem Glimmer und Kaolin nach Cordierit mit erhaltener Spaltbarkeit und gelben nicht pleochroitischen Höfen um Zirkon. Die brockenförmigen Kornknoten von Quarz werden umflossen von den übrigen Gemengteilen oder sind zu linsenförmigen Gebilden zerschoren. Entlang der Bewegungsflächen und Spalten verfärbt Brauneisen das Gestein.

Der Kernmarsch 1232—1235 *m* umfaßt hochgradig verwitterte rostschüssige Quetschgesteine nach geaderten grobfaserigen Cordierit- und Perlgneisen mit zersetzten aplitischen Begleitern. Sie sind durchschnitten von zahlreichen verschieden streichenden und geneigten mit einem Brauneisenspiegel belegten Rutschflächen. Von dem alten Gneisgefüge ist gewöhnlich nur die Faserung, versinnbildlicht durch die Anordnung der Quarzkörner erhalten. Der alte Mineralbestand läßt sich mit wenigen Ausnahmen nur mehr aus den Pseudomorphosen erraten. Der eigentliche Cordieritgneis, ein Gemenge eng aneinander gedrängter Körner von rundlichem Plagioklas, Cordierit, Biotit und etwas Quarz erleidet örtlich Abwandlungen durch Überhandnehmen von Quarz, der in Linsen, Schwielen, verzweigten, der Schieferung folgenden Streifen und welligen Flammen die übrigen Gemengteile einschließt oder umschmiegt. Heute sind die Feldspate fast ganz in ein dichtes Haufwerk blaßgelblichgrüner Kaolin-

schüppchen umgewandelt und nur mehr schattenhaft lassen sich die Zwillingslamellen des einstigen Plagioklases wahrnehmen, da seine Veränderung vorzugsweise der Verwachsungsfläche folgte. Nur selten sind noch Reste (jetzt Oligoklas) vorhanden. Die länglichen Pseudomorphosen nach Cordierit bauen sich auf aus einem wirren Gemenge von Serizit, durchzogen von alten Spalten und Querrissen, ausgefüllt mit gröberschuppigem Glimmer sowie von Adern mit Brauneisen. Auch hier weisen gelbe nicht pleochroitische Höfe um Zirkon auf die einstige Cordieritnatur der Neubildung. Beide Pseudomorphosen sind oft vor- wie auch nachkristallin zerschert. Kräftig gestaucht ist der Muskowit zwischen dem Quarz und den Feldspatresten. Der Quarz, aufgebaut aus eng miteinander verzahnten Körnern, umschließt gut umrissene Pseudomorphosen und wohl ausgebildeten Zirkon. Doch im Bereiche der Bewegungsflächen sind die Quarzknuern zerschoren, zu Späne und Blätter ausgewalzt und mit den Vorgängern der heutigen Pseudomorphosen verknetet. In den Abstauräumen hat sich Muskowit neugebildet. Entlang jüngerer, mit Brauneisen bedeckten Gleitbahnen ist der Quarz weiterhin zermörtelt. Brauneisen hat sich auch in den engscharigen Klüften ausgeschieden. Die Verfärbung des Gesteines durch diesen Stoff griff auch in die Pseudomorphosen oder in die sich umbildenden Minerale ein.

Begleitet werden diese Adergneise von zersetzten weißen feinkörnigen zum Teil violettgefleckten Gesteinen — umgewandelten aplitischen Lagen. Sie bestehen aus Körnern und Korngemengen von Quarz, verteilt zwischen Pseudomorphosen von blaßgrünlichem Serizit und Kaolin. Gelegentlich treten auch Flecken mit etwas Chlorit und Apatitprismen auf. Die vielen Klüfte sind mit Quarz ausgeheilt, nicht selten gerändert von gröberschuppigem hellem Glimmer und Chlorit. Gleitflächen, wie sie die begleitenden Cordieritgneise so reichlich durchsetzen, fehlen in den Proben.

Die Bohrung Puchberg I erteufte das Grundgebirge in 700 m Tiefe. Bei 725—729·3 m wurden steilstehende mittelkörnigflaserige Perlgneise mit grünlich angewitterten Plagioklasen und dunkelgrünem Pinit nach Cordierit angetroffen. In diesem Gesteine wechseln biotitreichere und glimmerärmere Lagen miteinander ab. Ab und zu hat sich der Quarz in größeren Knollen ausgeschieden. Eine Probe aus 729·3—730·5 m gehört einem mittelkörnigen grobflaserigen etwas mürben cordierithaltigen Mischgneise an mit streifenweisem Wechsel der Gemengteile in Menge und Korn. In den gröberkörnigen hellen unscharf begrenzten Bändern liegen, der Flaserung nachtastend, größere Mikroklintafeln, begleitet von grünlichem feinkörnigem Plagioklas, wenig Quarz und etwas Glimmer. In den dunkleren Streifen ist der Biotit angereichert, der Kalifeldspat tritt zurück. Aus ihm entwickeln sich rasch Perl- bis Cordieritgneise, die als Scheineinschlüsse sich wenig von der stärker magmatisch durchtränkten Nachbarschaft sondern. Der Cordierit ist ganz in eine dunkelgrüne erdige Masse umgewandelt. Die gebogenen Bewegungsflächen folgen gerne der Grenze zwischen den Plagioklaskörnern und dem bildsamen Quarz. Der Plagioklas ist im Schlicke der Gestalt nach ziemlich gleichmäßig ausgebildet mit gegen den Quarz einigermaßen guten Kristallumrissen. Er wird meist von diesem, weniger häufig von Biotit umgeben. Im Kerne ist er, soweit unverwittert, ein Andesin (etwa 30% An), in der Hülle ein Oligoklas (bis 20% An). Der etwas sparsame braune Glimmer bildet lockere

Flasern und sparrige Blättermenge als Kränze um die Plagioklaskörner, ähnlich wie im Perlgneise. Im Kalknatronfeldspate ist er gut ausgebildet, außerhalb nicht selten geknickt und zerplittert und randlich vergrünt. Gelegentlich wird er von Muskowitscheitern durchspießt. Der Quarz in der Zwischenmasse bildet ein Parkett von wellig auslöschenden geregelten Körnern, als Einschluß im Mikroclin ist er weniger verformt. Der perthitische Mikroclin tritt nur in den stärker geaderten Gesteinsanteilen auf. Er umschließt da öfter korrodierten normal albitgesäumten Plagioklas und Quarz. Vom benachbarten Kalknatronfeldspate aus dringt Myrmekit tief in den Mikroclin ein.

Der Kürnberg-Rücken

Die unterirdische Fortsetzung des Kürnberg-Rückens gegen Süden ist durch Tiefbohrungen bisher noch nicht erschlossen. Wir sind daher über ihre Zusammensetzung nur auf Vermutungen angewiesen, die sich auf unsere Kenntnis vom Baue der nördlichen, Nachbarschaft stützen (J. Schadler 1937). Wie dort, so dürften auch hier S-streichende, geaderte Cordierit-, Kinzigit- und Perlgneise vorherrschen. Lagen von mittelkörnigem Granite werden auch nicht selten sein.

Bohrungen im Bereiche des Rückens von Altenhofen-Strengberg

Das Grundgebirge nördlich dieses Rückens um die Gallneukirchner Bucht ist nach den Untersuchungen E. Maroscheck's (1933), J. Stinys (1925), F. Wiesers (1942) sehr abwechslungsreich zusammengesetzt. Es gehört dem Grenzgebiete des geschlossenen Teiles der Ostmärkischen Tiefenmasse und ihres Daches an, bestehend hauptsächlich aus Cordierit- und Perlgneisen, durchtrübert von den nach und nach eingedrungenen Magmen der Diorite, des Weinsberger und Mauthausener Granites u. a. Massengesteine. So wie die kristallinen Schiefer sind auch die älteren magmatischen Felsarten von den jeweils jüngeren Nachschüben zu Schollen zersprengt und zum Teil aufgelöst. Wir können also auch im Gebiete südlich der Donau eine entsprechende große Mannigfaltigkeit im geologischen Aufbau des Grundgebirges erwarten. So stellte bereits J. Schadler (1932) in der SO-Fortsetzung des Manthausener Spornes im Rücken von Altenhofen-Strengberg am Engelhache bei der Bundesstraße hellen mittelkörnigen Granit fest.

In der Bohrung St. Johann 1 wurden in 630 m „unfrische graue oft limonitisch zersetzte grobkörnige Biotitgesteine mit zum Teil geregelten Feldspaten, bald massig, bald mehr schiefrig“, angefahren. Leider liegt mir nur eine Probe aus 641 m Tiefe vor: u. zw. eines steil bis saiger stehenden, flaserigen mittel- bis grobkörnigen zum Teil cordieritführenden Misch- bis Perlgneises. Streifenweise stecken in ihm *cm*-lange dünne erdige grüne 0.5—1 *cm* große Pseudomorphosen nach Cordierit. Der Plagioklas ist meist unregelmäßig verteilt, vor allem in den hellen Streifen angesammelt. Im biotitreichen Grundgewebe bildet er kleine und größere rundliche Körner oder auch feinkörnige Gemenge mit einem größeren Restkorne im Innern, bald teilweise oder ganz vom tiefbraunen Glimmer umwachsen, bald von ihm in Flasern umwunden. Seine meist feinen Lamellen nach dem Albitgesetze sind nicht selten verbogen. Im Kerne ist der zonare Plagioklas ein Andesin (45% An), in der Hülle ein Oligoklas (30—25% An).

Wie in den Mischgneisen von Meggenhofen, Wels (ärarische Bohrung) führt er homoax eingelagerte zerschlitzte Flecken und Spindeln von Mikroklin—Anschnitte von Zapfen und Keilen, die von außen her in ihn eindringen und im Stoffaustausche aufzehren. Der Achsenwinkel des Alkalifeldspates ist ziemlich klein. Örtlich hat sich zwischen dem Mikroklin und dem Plagioklas Myrmekit eingenistet. Akzessorisch rundlicher Apatit.

Bohrungen im Raume der Struktur Winklarn

Der Aufbau des Südbereiches der Ostmärkischen Tiefenmasse dürfte ähnlich sein dem des Grundgebirges zwischen Perg—Ardagger—Amstetten (R. Grengg 1926, A. Köhler 1931, H. Limbrock, 1923, 1925) : SO—S-streichende, geaderte Cordierit und Perlgneise, durchdrungen von Dioriten (wie bei Dornach), Weinsberger und Mauthausener Graniten sowie ihrem Gangfolge. Örtlich, wie zwischen dem Judenhof und dem Edlinger östlich Neustadtl, steht auch grobkörniger Zweiglimmer(Eisgarner)granit an.

Die Bohrung Ulmerfeld 1 erreichte in 706·5 m Tiefe unter dem Oligozän einen „grobkörnigen Biotitgranit mit großen dicktafeligen Kalifeldspaten, ähnlich wie im Weinsberger Granite“. Er hielt, abgesehen von den üblichen Schwankungen, auch weiterhin gegen unten zu an. Jedoch eine Probe aus 708·52—708·87 stammt von einem zum Eisgarner Granite gehörigen Ganggesteine mit fast saigerem Fließgefüge. Es ist hellgrau, porphyrisch ausgebildet durch kleine Einsprenglinge von Mikroklin und etwas Plagioklas, einzelne Blätter wie auch linsenförmige Nester von Biotit in einem feinkörnigen Gemenge ziemlich formloser Körner von reichlich perthitischem Mikroklin, von viel Quarz, wenigen Schüppchen tiefbraunen Biotits und Muskowits sowie spärlich Plagioklas. Das Erstarrungsgefüge ist durch die meist schlechten Kristallumrisse wenig ausgeprägt. Immerhin besitzt der nach dem Albitgesetze feinlamellierte Einsprenglingsplagioklas ziemlich gute Eigengestalt mit einem Kern von Oligoklas und einer Hülle von Albitoligoklas. An der Grenze gegen den Mikroklin säumt ihn ein dünner Streifen von Albit. Die starkgelappten, nach dem Karlsbader Gesetze verzwilligten Großkristalle von schön gegittertem Mikroklin (großer — Achsenwinkel) umschließen gelegentlich Leisten von Oligoklas mit Albitsaum an der Grenze. Der Mikroklin der Zwischenmasse grenzt buchtig gegen den Quarz; häufig umgibt er rundliche Gemenge von hellem Glimmer (Pseudomorphosen nach Cordierit). Nicht selten drängt sich zwischen den Mikroklin und den Plagioklas quarzreicher Myrmekit. Der Quarz tritt sonst in diesem Gesteine nicht als Lückenbüßer auf, sondern in ziemlich gut ausgebildeten (zum Teil verzwilligten) Einzelkörnern.

Gelegentlich birgt dieses Ganggestein mehrere *cm*-große, derbe Mikroklinbrocken des Weinsberger Granites, der ja nach den Angaben im Bohrberichte auch oberhalb angetroffen wurde.

In der Flachbohrung Amstetten 6 wurde in 248·95 m unter dem Miozän „grobkörniger Biotitgranit mit großen Feldspaten, typischer Weinsberger Granit“ erteuft. Da nur einige Proben von *cm*-Größe vorliegen, ist das grobkörnige, vielleicht grobporphyrische Gefüge nur teilweise zu erkennen. Der Weinsberger Granit enthält große dicktafelige Karlsbader Zwillinge von Mikroklin, in deren Zwickeln Leisten von verzwilligtem Plagioklas (mit gelegentlich zersplittertem Andesin im Kerne und Oligoklas in der

Hülle) eingebettet sind. Zwischen den beiden Feldspaten steckt ab und zu Myrmekit in der üblichen Ausbildung. Der Biotit tritt in sechsseitigen Blättern auf, zum Teil eingeschlossen im Mikroklin. Die Akzessorien: prismatischer Apatit und Zirkon sind die ältesten Gemengteile.

Nahe dem Südfalle des Grundgebirges zwischen Ardagger und Blindenmarkt erwähnt Wilh. Petrascheck (1926/29) Bohrungen, in denen das Grundgebirge erreicht wurde: So wurde bei Viehdorf im Senkungsfelde nördlich Amstetten Granit in 151 *m* erschürft und westlich Prasdorf unweit Blindenmarkt Granit in 83 *m* Tiefe erreicht. In den

Bohrungen bei Steinakirchen, Wieselburg und Kilb

baben wir den Grenzbereich der Ostmärkischen Tiefenmasse wieder überschritten, das schiefrige Grundgebirge tritt uns weiter nördlich nach A. Köbler mit seiner ganzen Mannigfaltigkeit entgegen. Cordierit- und Perlgneise im Westen, gegen Osten zu Schiefergneise mit Einlagerungen graphitführender Gesteine, Quarzite, Marmore, verschiedenartiger Amphibolite und ultrabasischer Gesteine, Körper von Granuliten, Spitzer Gneisen, u. a. hochmetamorpher kristalliner Schiefer. Das Streichen abseits der Pöchlerner Granulitmasse ist im wesentlichen S-wärts gerichtet.

Die Bohrung Steinakirchen 1 traf unter dem Oligozän bei 725·0 *m* Amphibolit mit gelegentlichen Quarzbrocken an. Von 727·4 *m* an ist er dunkelgrün, feinkörnig, gestreift, zum Teil durch *cm*-dicke Feldspatlagen gebändert. Gelegentlich treten Knauern von Quarz und Feldspat in dem Amphibolit auf sowie *cm*-breite Aplitgänge. Eine Probe aus 733·3—734·3 *m* gehört einem steilstehenden feinkörniggranoblastischen Amphibolite an, reich an länglicher gelappter tiefbrauner Hornblende, die in dichtgeschlossenen faserigen Gemengen einzelne Körner und Korngemenge von albitisch verzwillingtem Plagioklas (Kern Oligoklas mit 25% An, Hülle Andesin mit 40% An bis Labrador und noch basischer) wie in Fleckamphiboliten umwindet oder umschließt. Die Hornblende wechselt ihre Farbe von α : olivgelb zu β : tiefbraun und γ : tiefgrünlichbraun und löscht mit $c\gamma$: 16—17° aus, — Achsenwinkel ist groß. Mitunter findet sich im Gesteinsgewebe etwas feinkörniger meist zersetzter blaßgrünlicher monokliner Augit. Mit der Hornblende ist manchmal tiefbläulichgrüner (umgewandelter) Biotit verwachsen. Akzessorisch sind Apatit, Titanit, Zirkon und Schwefelkies.

In 734·3—735·4 *m* wurde ein steilstehender, ebenfalls schmutziggrüner, aber kleinerkörniger kristalliner Schiefer durchfahren. Er ist durchsetzt von zahlreichen mit einem Brauneisenspiegel belegten Harnischen. Das Gestein stellt ein granoblastisches Gemenge von länglichem zum Teil formlosem Oligoklas (25—30% An), einstiger gemeiner Hornblende, Biotit, monokl. Pyroxen und etwas schuppigem Graphit dar. Dazu kommen aber reichlich Neubildungen wie Mikroklin, Ankerit und eine farblose Hornblende.

Der Plagioklas ist nicht selten verformt: Felderteilung, geknickte Albitlamellen. Häufig enthält er flammenartige Blätter und Spindeln von Mikroklin, die auch hier von größeren Körnern her sich zwischen den Plagioklasen verzweigen und zum Teil seitlich in sie eindringen. Die einstige gemeine Hornblende ist gänzlich in ein stengelig-blättriges, ganz von Brauneisen durchsetztes Gemenge umgewandelt. Fortwachsungen des noch erhaltenen faserigen Aufbaues // der Längserstreckung bestehen aus blaßgrünlicher

strahlsteinartiger Hornblende. Der braune unter Ausscheidung von Rutilkriställchen gebleichte Biotit ist stark gelappt, gelegentlich vergrünt. Als Neubildung (jünger als der Mikroklin) drängt sich in einzelnen Körnern, Gruppen und Gemengen Ankerit ($\epsilon \sim$ Mikroklin) zwischen die Blätter von Biotit, hie und da noch Reste von monoklinem \dagger Augit umschließend. Unter dem Einfluß der Verwitterung hat sich das Carbonat besonders an den Sprüngen in Brauneisen umgewandelt. Nicht selten ist mit dem Ankerit eine stengelige, tremolitische Hornblende verwachsen ($\epsilon\gamma$: etwa 20° , apatit-ähnliche Lichtbrechung und großer — Achsenwinkel). Nester und Spalten im Gesteine füllt Schwefelkies. Nach allem ist das Gestein ein geaderter verschieferter, durch Erzlösungen veränderter graphit- und pyroxenführender Kalksilikatfels, wie er nicht selten auch in der Nachbarschaft von Gabbroamphiboliten im Waldviertel auftritt.

Die Bohrung Neumühl 2 hat beim Maierhofe in 144.3 m unter dem Oligozän nach den Angaben von H. Vettters den Pöchlerner Granulit er-teuft.

Die Bohrung Kilb 1 traf in 1142.5 m unter dem Oligozän einen klein- bis feinkörnigen mattgrünen Hornblendegneis mit faserigem bis perlgneis-artigem Gefüge. Der an Menge vorherrschende Oligoklas bildet nregel-mäßig gerundete, zum Teil durch Kataklyse gefelderte größere Körner, umflasert von fetzig faseriger grüner Hornblende. Nicht selten umgibt er in seinen Randteilen Einschlüsse von Titanit, Apatit und Erz. Hier ist er auch mit der Hornblende verwachsen. Im Kerne besitzt er etwa 20%, in der Hülle bis zu 30% An. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind nicht selten verbogen. Die gemeine Hornblende (α : grünlichgelb \ll β : bräunlich-grün \langle γ : graugrün) beschränkt sich fast ganz auf Flasern im Zwischen-gefüge der Plagioklaskerne. Die randlich neugebildete, der Menge nach geringfügige Hornblende ist blasser und // β : olivgrün, auch ihre Doppelbrechung geringer. Der — Achsenwinkel ist in beiden Hornblendengattungen groß. Durch Verwitterung geht die Hornblende in Chlorit über. Ungewöhnlich reichlich sind rundliche Körner von Apatit, gutausgebildete Kristalle von Titanit und derbes Erz (Schwefelkies und Eisenerz). Dieses Gestein dürfte eine Lage in Amphibolit sein.

Die Bohrung Raipolteubach 1 und weitere Bohrungen im Außer-alpinen Wiener Becken südlich der Donau

Erstere hat unter dem Oligozän ein ziemlich frisches Tiefengestein angefahren, dessen Zusammensetzung sich zwischen der eines Granites und der eines Quarzdiorites hewegt. Seinem Wesen, Aufbau und Aussehen nach erinnert es ganz an die Granodiorite der Schär-dinger Masse, nur fehlt ihm anscheinend der Cordierit. Die Proben aus 740 m, 740—740.10 m und tiefer gleichen einander bis auf den dem Gehalte nach schwankenden, fleckig verteilten Mikroklin. Unser Granodiorit ist eine hellgraue mittel- bis gröberkörnige Felsart, gefügt aus einem Gebälk von Plagioklas, sechseckigen mm-großen Biotithlätttern und Körnern von Quarz, aber verkittet durch 1—2 cm große formlose perthitische Mikrokline. Diese heben sich von ihrer Nachbarschaft wegen der gleichen Farbe, vor allem aber, weil sie bald schütter verteilte, bald dichter gedrängte Plagioklasleisten, eigengestaltigen Biotit und Körner von Frühquarz umschließen, erst beim Einspiegeln der Spaltfläche deutlich ab. Der vorherrschende Feldspat, Plagioklas, bildet teils große dicktafelige komplex-

verzwillingte, oft zu Klumpen verwachsene Kristalle mit verwickeltem Zonenbau, teils kleine ziemlich schlanke verzwillingte gut umrissene Körner mit einfacher Zonenfolge. Der Kern der großen Plagioklase hat durchschnittlich 50% An, jedoch auch bis 60% steigend. Der Hülle zu nimmt der An-Gehalt unter starken Schwankungen und wiederholter Korrosion bis auf 30—25% ab. Die im Mikroklin eingeschlossenen Kalknatronfeldspate sind von einem schmalen Albit(10—5% An)saum umgeben. Mitunter ist der Kern zerbrochen und durch den Hüllenplagioklas (30—27% An) verheilt. Die kleinen Plagioklase werden gewöhnlich nicht so basisch (40—50% im Kerne). Verzwillingt sind sie meist nach dem Albit-, Albit+Karlsbader, Periklin-, seltener nach dem Manebacher Gesetze. Der Biotit (α : blaßoliv γ : schwärzlichbraun) grenzt sich gegen Mikroklin und Quarz gut ab, füllt aber den Raum zwischen den Leisten basischerer Plagioklase, während er sich mit der sauren Hülle (30% An) verzahnt. Bei der Verwitterung geht er unter Ausscheidung von Titanit in Chlorit über.

Der Quarz als Einschluß im Mikroklin (Frühquarz) sondert sich gegen diesen durch eigene Gestalt ab, ist aber Füllmasse gegen den miteingebetteten Plagioklas und dunklen Glimmer. Manchmal tritt er auch als „Mandel“ auf, umwachsen von Biotit und Plagioklas, und verzweigt sich von da aus als Spätquarz mit beibehaltener Orientierung zwischen den übrigen Gemengteilen einschließlich den Mikroklin. Akzessorisch sind im Gesteine vertreten: scharf umrissener Zirkon, Apatit, Magnetkies (gelegentlich mit Mikroklin mikropegmatitisch verwachsen) und als Einschluß im Mikroklin eine Pseudomorphose (vielleicht nach Cordierit?) von wirschuppigem Biotit mit Erz und Apatit als Begleiter. Wie die parallele Lage der Einschlüsse im Mikroklin, die Scherbenform mancher größerer Plagioklase, die häufige Zersplitterung und Knickung der Biotitblätter bei ihrer Anordnung in lockere Flasern um die Kernplagioklase während der Kristallisation der Hülle zeigen, drang das Magma des heutigen Granodiorites im erstarrenden Zustande als Kristallbrei in den sich öffnenden Raum ein. Da der Kräfteplan auch noch nach der völligen Verfestigung des Gesteines derselbe war, steht auch die Klüftung zum Parallelgefüge in gesetzmäßiger Lage. So folgt eine saigere Absonderungsfläche dem wenig deutlichen Fließgefüge.

Die gleichmäßige Ausbildung des 10 m langen frischen Kernes spricht für das Vorhandensein einer größeren Tiefenmasse magmatischer Herkunft unter der Molasse. Über den sonstigen Aufbau des Grundgebirges in der Nachbarschaft dieses Granodiorites wissen wir nichts. Denn da unsere Massengesteine im Süddeile der Böhmisches Masse spät- bis nachvariszisches Alter besitzen, und sie, wie es sich im Laufe der letzten Jahre immer mehr herausgestellt hat, unabhängig vom Großbaue sowohl im Moldanubischen wie auch im Moravischen aufgestiegen sind, fehlt uns noch jeder Anhaltspunkt für die Zuteilung der vom Granodiorit verdrängten kristallinen Schiefer zu einer der beiden Einheiten.

Am Ostabfall der Böhmisches Masse zwischen St. Pölten und Hadersdorf am Kamp sind nach den Angaben von Wilh. Petrascheck (1926/29) Sonden bis ins Grundgebirge in den Granulit der Dunkelsteinerwaldmasse abgetenft worden:

Bohrung Ederding (zwischen Ederding und Rottendorf) in 181 m Tiefe
Bohrung Ederding (zwischen Ederding und Stätzendorf) in 205 m Tiefe

Bohrung Ziegelei Absdorf (zwischen Statzendorf und Oberwölbling)	in 67.1 m Tiefe
Bohrung Statzendorf	in 96.7 m Tiefe
Bohrung Statzendorf (zwischen Statzendorf und Walpersdorf)	in 140 m Tiefe
Bohrung Herzogenburg	in 397 m Tiefe.

Eine Probe des Granulits aus 400 m, die ich Herrn Prof. Dr. Wilh. Petrascheck verdanke, ist sehr feinkörnig und besitzt ein granoblastisch schiefriges Gefüge mit ziemlich großen wie auch kleinen Körnern von formlosem faserig perthitischem Mikroklin in reicher Menge (mittlerer — Achsenwinkel), spärlichem gelapptem Oligoklas, merklich kleinem Granat (Quarzeinschlüsse). Dagegen tritt der dunkle Glimmer ganz zurück. Akzessorisch sind Apatit und Zirkon. Die von H. Vettters erschlossene nahezu NS-ziehende Störung bei Herzogenburg dürfte mit der etwa gleichgerichteten von Falkenberg nördlich der Donau zusammenhängen.

Eine Bohrung bei Moosbierbaum stieß in 91.08 m auf kristallines Grundgebirge.

Bohrungen im Außer-alpinen Wiener Becken nördlich der Donau

Der diesem Bohrfelde benachbarte Raum im Grundgebirge des Mannhartsberges und seiner Umgebung baut sich aus moravischen wie auch moldanubischen Gesteinen auf. Sie werden von großen Brüchen durchsetzt, die dem Störungsnetze der Boskowitz Furche angehören. In einzelnen Senkungstreifen haben sich Kulm bei Mißlitz bzw. auch jüngeres Paläozoikum (z. B. Rotliegendes bei Zöbing) erhalten. Eine Voraussage über anzutreffende Felsarten bei künftigen Bohrungen läßt sich, wie die folgenden Beispiele zeigen, nicht machen.

In der breiten Donauaue stießen nach den Angaben Wilh. Petraschecks (1926/29) die Bohrung Neu Weidling (zwischen dem Saubühel und Theiß) in 262.3 m Tiefe, die Bohrung Unter Rohrendorf (am Fuße des Saubühels) in 241.95 m Tiefe auf ein „Konglomerat mit viel Kristallin-Material, zum Teil durch Schwefelkies zementiert“, die Bohrung Hadersdorf unter Urgebirgsschotter in 258.9 m auf Gneis und die Bohrung Fels am Wagram in 109 m ebenfalls auf Gneis.

Die Bohrung Absdorf 1 erreichte bei 404 m das Grundgebirge und förderte aus 409—410 m einen zersetzten geaderten plagioklasreichen Schiefergneis von kleinem bis feinem Korne mit dünnen grauen und granatführenden schwarzgrünen Streifen und gröberkörnigen feldspatreichen Bändern. Durchzogen wird er von steilen, leichtgewundenen Quarzgängen. Die Schieferung und die Ruschelflächen sind unter mittlerem Winkel geneigt. Der dunkle Glimmer ist geknickt und völlig chloritisiert unter Ausscheidung von Rutil und Erz. Der weitgehend verglimmerte Plagioklas ist in den scheinbar unversehrten Teilen ein Albit. Die Gänge im Schiefergneise sind teils mit gegen das Ganginnere zu kleiner werdendem Quarz allein, teils zusammen mit diesem oder nur mit unverwilligtem Ankerit (e etwa Kanadabalsam) ausgefüllt. Akzessorisch finden sich außer Apatit noch Schwefelkies und Eisenerz.

Auch der braune Glimmer des Granatgneisbandes ist bis auf spärliche Reste chloritisiert unter Neubildung von Rutil. Einst bildete er große,

von Quarz und Plagioklas durchwachsene, zum Teil auch schräg zur Schieferung gelagerte Blätter (Querhiotit). Die bis zu 2 mm großen Granatskelette sind von Quarzkörnchen und Rutil durchwachsen und selbst von plagioklasreichen Höfen umgeben. Den Grenzbereich zwischen dem Schiefer- und Granatgneise nimmt ein grobkörniges Gemenge von Quarz und Feldspat ein, am Rande begleitet von Granat.

In 410—411·25 m tritt ein schmutziggrau und grün gestreifter zersetzter geadarter Bändergneis an seine Stelle. Er ist ziemlich reich an Schwefelkies. Verzweigte wellige Ruschelflächen durchsetzen das Gestein. An ihnen sind die Gemengteile zerrieben. Einzelne Bänder bestehen fast nur aus einem meist verghimmerten Plagioklas in rundlichen Einzelkristallen und Korngemengen, eingehettet zwischen den Blättern und Paketen von braunem meist unter Rutilbildung chloritisiertem Biotit, ähnlich wie in den Perlgnaisen. In den unverghimmerten Teilen ist er ein Albitoligoklas-Albit. Chlorit und Feldspat umschließen gut umrissenen Apatit. Bandweise aber tritt in dieses Plagioklasbiotitgefüge immer mehr Quarz in Einzelkörnern und Kornklumpen ein. Der Plagioklas ist da weniger zersetzt: im Kerne ein Andesin und in der meist stärker verghimmerten Hülle ein Oligoklas. Naturgemäß geben diese Angaben nicht den ursprünglichen An-Gehalt des Feldspates wieder. Der Quarz selbst ist stark undulös, aufgehaut aus verzahnten Teilkörnern, doch in der Nachbarschaft der plagioklasfreien Glimmer-(Chlorit)nester umkristallisiert. An die quarzreichen Bänder ist auch der Schwefelkies gebunden. Jüngere Gänge sind durch ein Gemenge von eisenreichem Carbonat und Schwefelkies ausgefüllt.

Die Bohrung Absdorf 3 erteufte das Grundgebirge in 647 m und kam da bis 650·5 m auf mittel- bis steilgeneigte dünnschiefrige graugrün und grün gebänderte klein- bis feinkörnige matte gefältete Phyllonite nach grobflaserigen, zum Teil gefeldspateten grobschuppigen Glimmerschiefern. Das Gestein wird von zahlreichen weitspurigen spitzwinkelig zum alten Parallelgefüge stehenden Scherflächen zerschnitten. Es ist ungewöhnlich heftig in der Schieferung durchbewegt, der Quarz dabei in Linsen und Streifen ausgewalzt, der helle Glimmer zerrieben. Die Verformung hat auch den Chlorit und die einstigen Porphyroblasten von Albit ergriffen. Die feldspatreichen Bänder sind zersplittert und von Fe-Carbonat-Pyritadern durchzogen. Diese Erzgänge schneiden auch die Quarzlinsen. Aber an den Bewegungsflächen quer zu Schieferung sind auch sie verruschelt und die zu Blätter umgeformten Fe-Carbonate mit Harnischstriemen bedeckt.

Das Gestein im Kernmarsche 650·5—653 m sieht dem vorigen ähnlich. Seine Schieferung ist steil gestellt. Es ist fein gestreift, von schmutziggrau-grüner Farbe, stark umgefältet, bis zur Entwicklung von Linsen. Durchzogen wird es von saigeren weitspurigen buckeligen Harnischen, die die aus verzahnten Körnern aufgebauten Quarzlinsen zerschoren und verschoben. In dem feinschuppigen, durch Graphitstaub geschwärzten Muskowitgewebe stecken größere einfach verzwilligte Albite, einstige, nunmehr zerrissene und zu Augen umgestaltete Porphyroblasten, die der zerriebene Glimmer lidartig umgibt und in deren Winkeln sich grüner Chlorit ausgeschieden hat. Sonst ist der grohblättrige Muskowit geknickt und zerschnitzelt und durch Gleiten // (001) in den Bewegungsflächen verschleift. Die kataklastischen Quarzfältelchen sind nicht zueinander parallel. Das graphitisch glimmerige bildsamere Grundgewebe dazwischen ist noch enger gefältet. Vermutlich

handelt es sich hier um mitgefaltete einstige verzweigte Gangquarztrümerchen.

Auch in 655—657.5 *m* ist das Gestein ein schmutziggrüner graphitführender engumgefalteter Phyllonit (vom Aussehen eines Quarzphyllites) mit Bändern und Schwielen von Quarz in den Umfältelungsflächen. Durchtrüert wird er von Gängen mit wandständig-faserigem Eisencarbonat, Pyrit und etwas Bleiglanz. Schließlich durchsetzen ihn buckelige mattglänzende Harnisohe.

Der ihm ähnliche mattgraue feinlinsige bis streifige dünnschieferige etwas graphithaltige Phyllonit aus 663—666 *m* wird von gekrümmten, sich verzweigenden Bewegungsflächen durchzogen, die nicht selten mit verformtem Eisencarbonat und Schwefelkies belegt sind. Das neue, durch weitestgehende Umfältelung zustande gekommene Parallelgefüge steht sehr steil bis saiger. Der Albit ist als Einzelkorn im feinschuppigen, quarzhaltigen Glimmerfilz eingebettet, sonst aber lagenweise mit gröberkörnigem Quarz vermennt, aber da wie dort zertrümmert und zu Augen umgeformt, der Quarz im Glimmergewebe dabei in feine Streifen ausgewalzt und in den größeren Anteilen engschurig zerschoren. Die einst grobschuppigen Muskowite sind ganz zerschlossen.

In 666.5—667 *m* wurde ebenfalls ein sehr steil stehender schwarzgrauer graphitführender Phyllonit angefahren. Parallel zu seiner neuen Schieferung sind feine Linsen von Quarz eingeschaltet. Durchsetzt wird er von sehr steilen *mm*-dicken sich verzweigenden Gängen von Carbonat und würfeligem in Serizit eingebettetem Pyrit mit senkrecht auf den Würfelflächen stehenden Quarzfasern. Zerschnitten wird das Gestein von buckeligen Harnischen.

Das Gestein des nächsten Kernes (667.2—667.45 *m*) ist, so wie die vorigen, ein schwarzgrau gebänderter graphitführender phyllonitischer Augengneis mit Linsen von Quarz — ursprünglich ein geadeter gefeldspateter lagenweise grobschuppiger Glimmerschiefer mit Graphit. Der einfach verzwilligte, gelegentlich verglimmerte Albit, eingehettet in dicken Häuten von Serizit und Chlorit, ist nicht selten zerschoren, zerrissen und zu Augen umgestaltet, der dunkle Glimmer gebleicht und verschmiert und zu Serizit und Titanit unter Chloritbildung umgewandelt. Der Quarz als besonders leicht verformbares Mineral bildet langgestreckte, verzahnte Korn- und Blättergemenge, die die widerstandsfähigeren, spröden Albitaugen umfließen. Der Muskowit ist in zerschlossene und durch Gleiten // (001) verbogene Flatschen umgeformt, in linsenförmige Nester angehäuft, in Stücke zerschoren oder gar in dicke Häute von Serizit zerrieben. Oft noch stecken in diesen Strähnen feinschuppigen Glimmers geknickte und wellig verbogene Fetzen und Scheiter des einst großblättrigen Muskowits. Muskowitblätter — gelegentlich verbogen — sind auch dem Albit eingewachsen. Das feinschuppige Glimmergewebe außerhalb der tektonisierten Muskowite ist meist graphitisch bestäubt. Der Kohlenstoff ordnet sich in dem im Glimmerfilz liegenden Albit zu feinen Krümelein und Blättchen und mit dem Muskowit zu lockeren schieferigen Einsoblußzügen an. Die Bestimmung des Kohlenstoffes als Graphit wurde durch den chemischen Befund O. Hackls erhärtet: „Der Carbonatgehalt des Gesteins ist nur sehr gering und nicht auf Calciumcarbonat zurückzuführen. Bezüglich des Kohlenstoffes ergaben verschiedenartige Untersuchungen, daß sicherlich ein Kohlenstoffgehalt vorliegt.“

Bitumen ist nicht vorhanden, kohlige Substanz gewiß nicht in größerer Menge, und das ganze Verhalten deutet darauf hin, daß Graphit vorliegt.“ Dieser Kohlenstoff wird ständig von dunkelrotbraunem Rutil in größeren, meist aber zerdrückten Körnern begleitet. In dem geschwärzten feinstschuppigen Glimmergewebe stecken neben dem Albit auch (gerollte) Körner eines zum Teil ebenfalls graphithaltigen zonaren Turmalins (ω : braun, bläulichgrün, olivgrün \gg ϵ : bräunlich, farblos). Schwefelkies tritt gerne gruppenweise in den Quarzlagen auf.

Andere Bänder im Gesteine bestehen ausschließlich aus zerschlossenem Muskowit neben reichlich Graphit, etwas Chlorit, Albit und Rutil. Die Hauptmasse des Graphites liegt an der Grenze zwischen dem feldspatreicheren Anteile und dem Glimmergewebe. Hier ist auch das Gestein am stärksten durchbewegt. Zwischen den feldspatreicheren und an ihn ärmeren Lagen schalten sich Quarzfeldspatinseln und -streifen ein. Vielfach aber sondert sich der Quarz in randlich blastomylonitisch umgeformten Linsen von dem Albite ab. In diesen nimmt der Albit nur winzige Flecken ein. Solche Gebilde enthalten im Innern verzahnte Strahlen, die nach außen zu in winzige, unscharf voneinander sich abhebende Einzelkörner übergehen. Diese Quarzinseln, aber auch einzelne Bänder des Gesteines sind durch steile mit Quarz, Eisencarbonat und Pyrit gefüllte Bewegungsklüfte zerschoren und die Stücke gegeneinander verschoben. Diese Unstetigkeitsflächen biegen beim Auftreffen auf glimmerreiche Phyllonitbänder unter Gleiten der Muskowitblätter in (001) zu Flexuren ab.

Die Bohrung Mailberg I erteufte in 360 m eine schwarzgraue quarzreiche tonige Grauwacke. Sie birgt kaum 0.5 cm große schlecht gerundete Splitter von zum Teil kataklastischem Quarz in Einzelkörnern, verzahnten Korngemengen und auch von Porphyrquarz, weiters Bruchstücke von dünn-schiefrigem diaphthoritischen Quarzitglimmerschiefer, vor allem aber Brocken und Scherben von zum Teil bereits phyllitischen gefälteten Tonschiefern, gebänderten, von verheilten Klüften durchzogenen Pyrit- oder Alaunschiefern. Ferner birgt das Gestein Schuppen von gequältem Muskowit und chloritisiertem dunklem Glimmer. Dieses splittrige Haufwerk von Gesteins- und Mineralstücken — der umgelagerte Verwitterungsschutt eines kristallinen und halbkristallinen Gebirges — ist durch kleinere und kleinste eckige Körner gleicher Art wie die größeren und feinsten zu Serizit gewordenem Zerreibsel verkittet.

Schriftennachweis

Barsch O.: Aufgaben der angewandten Geophysik in Großdeutschland und im östlichen europäischen Raum. Jahrb. d. Reichsamts f. Bodenforschg., 63. Bd., 1942, Berlin 1943.

Becke F.: Über den Monzonit. Festschr. C. Doelter. Dresden 1920, herausgeb. v. H. Leitmeier. S. 5—14.

Becke F., Himmelbauer A., Reinhold F. u. Görgy R. v.: Das niederösterreichische Waldviertel. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 32/1914, S. 185—245.

Bentz A.: Bau und Erdölhoffigkeit des Molassetroges von Oberbayern und Oberschwaben. Erdöl und Kohle, 2. Jg. 1949, S. 41—52.

Braunmüller E.: Über die subalpine Molasse und ihre Beziehungen zum Außenrand der Flyschzone zwischen Bad Hall—Scheibbs. Vortrag vor der Geologischen Gesellschaft in Wien am 28. März 1947.

Bürgl H.: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. Verh. Geol. B.Anst. 1946, S. 123—151.

Bürgl H.: Der Untergrund der Molasse im bayrisch-österreichischen Grenzgebiete. *Jahrb. Geol. B.Anst.* 93/1948, Wien 1950, S. 129—139.

Bürgl H.: Die Struktur des Welser Gasfeldes. *Erdöl*, 66. Jg. Heft 3, Wien 1950, S. 33—36.

Cloos H., Balk R., Cloos E. u. Scholtz H.: Die Plutone des Passauer Waldes. *Monogr. Geol. Paläont. Serie II*, Heft 3, Berlin 1927.

Commenda H.: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahresber. d. Mns. Franc. Car. Linz 1900.

Dlabač M.: Geologické výsledky vrtných prací ve Vyškovském úvalu mezi Slavkovem a Vyškovem v roce 1943. (Geologische Ergebnisse der Bohrarbeiten in der Wischauer Senke zwischen Austerlitz und Wischau im Jahre 1943.) Mit englischem Resumé. *Sborník Stát. geol. úst. Čsl. rep.* Bd. 13, Prag 1946.

Götzinger G. und Vettters H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. *Jahrb. Geol. B.Anst.* 73/1923, S. 1—37.

Graber H. V.: Die Gesteine des oberösterreichischen Mühlviertels und der Cordierit von Linz a. d. D. *Tsoberm. Min.-petr. Mitt.* 21/1902, S. 449—454.

Graber H. V.: Der herzynische Donaubruch (I. Bericht). *Verh. Geol. B.Anst.* 1927, S. 117—132.

Graber H. V.: Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am herzynischen Donaubruch. *SitzBer. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I*, 137/1928, S. 363—381.

Graber H. V.: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im Gebiete des herzynischen Donaubruches. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* 65/1928, S. 167—169.

Graber H. V.: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichischen Grundgebirge. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* 66/1929, S. 123—126, 251—253.

Graber H. V.: Mischgesteine aus dem oberösterreichisch-bayrischen Grundgebirge. *Ebenda* S. 253—256.

Graber H. V.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberösterreichisch-südböhmischen Grundgebirge. *Ebenda*, 67/1930, S. 187—188. — 68/1931, S. 47—49, S. 244—247.

Graber H. V.: Vergleichende granittektonisch-petrographische Beobachtungen im Passauer Wald und Mühlviertel. *Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont. A., Beil.-Bd.* 66/1932—33, S. 133—154.

Graber H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmischem Masse. *Verh. Geol. B.Anst.* 1936, S. 149—163.

Grengg R.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Donautales zwischen Ardagger—Dornach (bei Grein, Oberösterreich) und Krumnußbaum—Marhach (bei Pöchlarn, Niederösterreich). *Internat. Zeitschr. Bohrtechn., Erdölbg. Geologie*. Wien 1926.

Grill R.: Das Oligozänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. d. D. und seine Nachbargebiete. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 28. Bd., 1935, S. 37—72.

Grill R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. *Verh. Geol. B.Anst.* 1945, S. 4—28.

Grill R.: siehe Schaffer F. X.

Gruber F. H.: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 23/1930, S. 35—84.

Harrassowitz H.: Böden der tropischen Region: In Blanek E.: *Handbuch der Bodenlehre*. 3. Bd., S. 362—435, 1930.

Harrassowitz H.: Fossile Verwitterungsdecken. *Ebenda*, 4. Bd., S. 225—305, 1930.

Hauer F. v.: Ein geologischer Durchschnitt von Passau nach Duino. *SitzBer. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* 25/1857.

Horninger G.: Der Schärdinger Granit. *Min.-petr. Mitt.* 47/1936, S. 26—74.

Klingner F. E.: Der Jura in den Tiefbohrungen von Winetsham in Oberösterreich. *Centralbl. f. Min. etc. Abt. B.* 1929a, S. 532—543.

Klingner F. E.: Über das Ergebnis einer auf Erdöl angesetzten Kernbohrung bei Winetsham im oberösterreichischen Innkreis. *Montan. Rundschau* 1929 b.

Klingner F. E.: Ein silalitisches Verwitterungsprofil der Jurazeit aus Oberösterreich. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 81/1929 c, S. 369—381.

Kober L.: Wiener Landschaft. *Wiener Geographische Studien* 15/1947.

Köhler A.: Das Granulit- und Granitgneisproblem im niederösterreichischen Waldviertel. *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* 62/1925. S. 28—31.

- Köhler A.: Bericht über den Fortgang der petrographisch-geologischen Untersuchungen im südwestlichen Waldviertel. *Ebenda.* 63/1926, S. 4—7.
- Köhler A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* 39/1928, S. 125—203.
- Köhler A.: Der monzonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. *SitzBer. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Abt. I*, 140/1931, S. 863—878.
- Köhler A.: Bericht über die Exkursion der Wiener Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin der Umgebung von Persenbeug. *Tscherm. Min.-petr. Mitt.* 45/1934, S. 93—96 (*Mitt. Min. Ges. Wien*).
- Köhler A.: Petrographische Beobachtungen im Kristallin südlich von Malk. *Verh. Geol. B.Anst.* 1937, S. 206—212.
- Köhler A.: Bericht über die Lehrwanderung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft ins Kristallin des Südrandes der Böhmisches Masse. *Min.-petr. Mitt.* 51/1940, S. 448—450.
- Köhler A.: Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgeneseis. *Ebenda.* 3. Folge 1/1950, S. 51—67.
- Köhler A. u. Marchet A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. *Fortschr. Miner. Krist. Petr.* 25/1941, S. 253—366.
- Kölbl L.: Aufnahmebericht über Blatt Krems. *Verh. Geol. B.Anst.* 1925, S. 14—15. *Ebenda.*, 1926, S. 11—13. *Ebenda.*, 1930, S. 43—45.
- Kölbl L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. *Tscherm. Min.-petr. Mitt.* 39/1925, S. 508—539.
- Kölbl L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. *Tscherm. Min.-petr. Mitt.* 37/1927, S. 173—200.
- Kölbl L.: Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. *Verh. Geol. B.Anst.* 1926, S. 155—161.
- Kölbl L.: Der Südrand der Böhmisches Masse. *Geol. Rundschau* 18/1927, S. 321—349.
- Kölbl L. u. Beurle G.: Geologische Untersuchungen der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. *Jahrb. Geol. B.Anst.* 75/1925, S. 331—363.
- Kraus E.: Bemerkungen zum Vortrage von Klingner F. E.: Ein siallitisches Verwitterungsprofil der Jurazeit aus Oberösterreich. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* 81/1929, S. 291—292.
- Limbrock H.: Der Granulit von Marbach—Granz a. d. Donau. *Jahrb. Geol. B.Anst.* 73/1923, S. 139—182.
- Limbrock H.: Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teile der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau. *Ebenda* 75/1925, S. 129—180.
- Maroscheck E.: Beiträge zur Kenntnis des Granites von Mauthausen in Oberösterreich. *Miner. petr. Mitt.* 43/1933, S. 375—405.
- Mocker F.: Der Granit von Maissau. *Tscherm. Min. petr. Mitt.* 29/1910, S. 334—352.
- Nathan H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im bayerischen Innviertel. *Geologica Bavarica*, Nr. 1, München 1949.
- Niggli P.: Die Magmentypen. *Schweiz. Min.-petr. Mitt.* 16/1936, 335—399.
- Nowack E.: Studien am Südrand der Böhmisches Masse. *Verh. Geol. B.Anst.* 1921, S. 37—47.
- Peters C.: Die krystallinen Schiefer- und Massengesteine im nordwestlichen Teile von Oberösterreich. *Jahrb. Geol. R.Anst.* 4/1853, S. 232—264.
- Petrascheck Wilh.: Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. *Jahrber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Verein. N. F.* 11/1922, S. 15—16.
- Petrascheck Wilh.: Die Gegend von Taufkirchen im oberösterreichischen Innkreis und das dortige Erdölvorkommen. *Berg- u. Hützmänn. Jahrb.* 72/1924.
- Petrascheck Wilh.: Kohlengeologie der österreichischen Nachfolgestaaten, II. Teil. *Wien-Kattowitz*, 1926/29.
- Preelik K.: Die moravische Phyllitzone im Thayatale. *Sborn. státn. geol. úst. Čsl. rep.* 6/1926, S. 221—280.
- Preelik K.: Das Nordende der Thayakuppel. *Ebenda* 6/1926, S. 373—395.
- Preelik K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. *Geol. Rundschau* 18/1927, S. 81—103.
- Preelik K.: Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. *Min.-petr. Mitt.* 45/1934, S. 269—332.
- Preelik K.: Das Nordende des Thayahatholithen. *Věstník státn. geol. úst. Čsl. rep.* 12/1936, S. 34—61.

Reich H.: Laufzeitplan und Geologie in Ostpommern und im Alpenvorland. Oel und Kohle, 35. Bd. 1939, S. 740—743.

Reich H.: Ergebnisse bei refraktionsseismischen Untersuchungen im Alpenvorland zwischen Inn und Melk. Beiträge zur angewandten Geophysik, 9. Bd., H. 3/4, Berlin 1942, S. 269—289.

Reich H.: Streuschießen oder Linienschießen? Oel und Kohle, 39. Bd., Berlin 1943, S. 593—603.

Reich H.: Seismische Probleme im Alpenvorland. Verh. Geol. B.Anst. 1945, S. 55—66.

Reich H.: Geophysikalische Probleme im bayerisch-schwäbischen Donaauraum. Erdöl und Kohle, 2. Jg. 1949, S. 81—87.

Sander B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfacies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. Geol. R.Anst. 1914, S. 220—240.

Schadler J.: Auftragung des kristallinen Grundgebirges im Schlierggebiet zwischen St. Valentin und Strengberg. Verh. Geol. B.Anst. 1932, S. 162—163.

Schadler J.: Aufnahmebericht über Blatt Linz-Eferding. Verh. Geol. B.Anst. 1936, S. 79—81. Ebenda, 1937, S. 70—73. Ebenda, 1938, S. 64—66. Ebenda, 1939, S. 75—76.

Schaffer F. X. u. Grill R.: Die Molassezone. In F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, in Druck.

Schiener A.: Neue Beobachtungen im Gebiete des Waschbergzuges. Verh. Geol. B.Anst. 1928, S. 229—231.

Schubert R.: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. Jahrb. Geol. R.Anst. 53/1903, S. 385—422.

Schumann H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 40/1930, S. 73—187.

Sedlacek M.: Bericht über geologische Aufnahmen im Raume des Kartenblattes Ybbs. Verh. Geol. B.Anst. 1939, S. 83—84.

Siemens G.: Das Schwerebild des Wiener Beckens. Beiträge zur angewandten Geophysik, Bd. 8, Berlin 1940.

Stadler J.: Geologie der Umgebung von Passau. Geogn. Jahreshefte 38/1925, S. 39—118.

Stiny J.: Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmegeologie. Jahrb. Geol. B.Anst. 75/1925, S. 97—127.

Sueß F. E.: Zur Tektonik des Gneisgebietes am Ostrand der böhmischen Masse. Verh. Geol. R.Anst. 1901, S. 399—402.

Sueß F. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.

Sueß F. E.: Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrb. Geol. R.Anst. 54/1904, S. 389—416.

Sueß F. E.: Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges. Jahrb. Geol. R.Anst. 57/1907, S. 793—834.

Sueß F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 88/1912, S. 541—631.

Sueß F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variscischen Grundgebirge. Berlin 1926.

Sueß F. E.: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorgene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschr. Geol. Paläont. Bd. 13, H. 42/1937. — II. Zum Bewegungsbild des älteren Mitteleuropas; hypokinematische Regionalmetamorphose. Ebenda, H. 43/1938.

Tertsch H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 34/1917, S. 209—254 u. 35/1922, S. 177—214.

Till A.: Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell. Verh. Geol. R.Anst. 1913, S. 185—203.

Till A.: Die geologische Aufnahme des restlichen Teiles des Kartenblattes Enns—Steyr. Verh. Geol. R.Anst. 1908, S. 343—349.

Tröger E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.

Waldmann L.: Das Südende der Thayakuppel. Jahrb. Geol. B.Anst. 72/1922, S. 183—204.

Waldmann L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmondsherberg. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., 61/1924, S. 53—56.

Waldmann L.: Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg—Pernegg—Theras. Ebenda, 62/1925, S. 2—7.

Waldmann L.: Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich von Siegmundsherberg. Ebenda, 62/1925, S. 246—247.

Waldmann L.: Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich. Ebenda, 64/1927, S. 155—157.

Waldmann L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitt. Geol. Ges. Wien, 21/1928, S. 133—152.

Waldmann L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In Schaffer F. X.: Geologie von Österreich. In Druck.

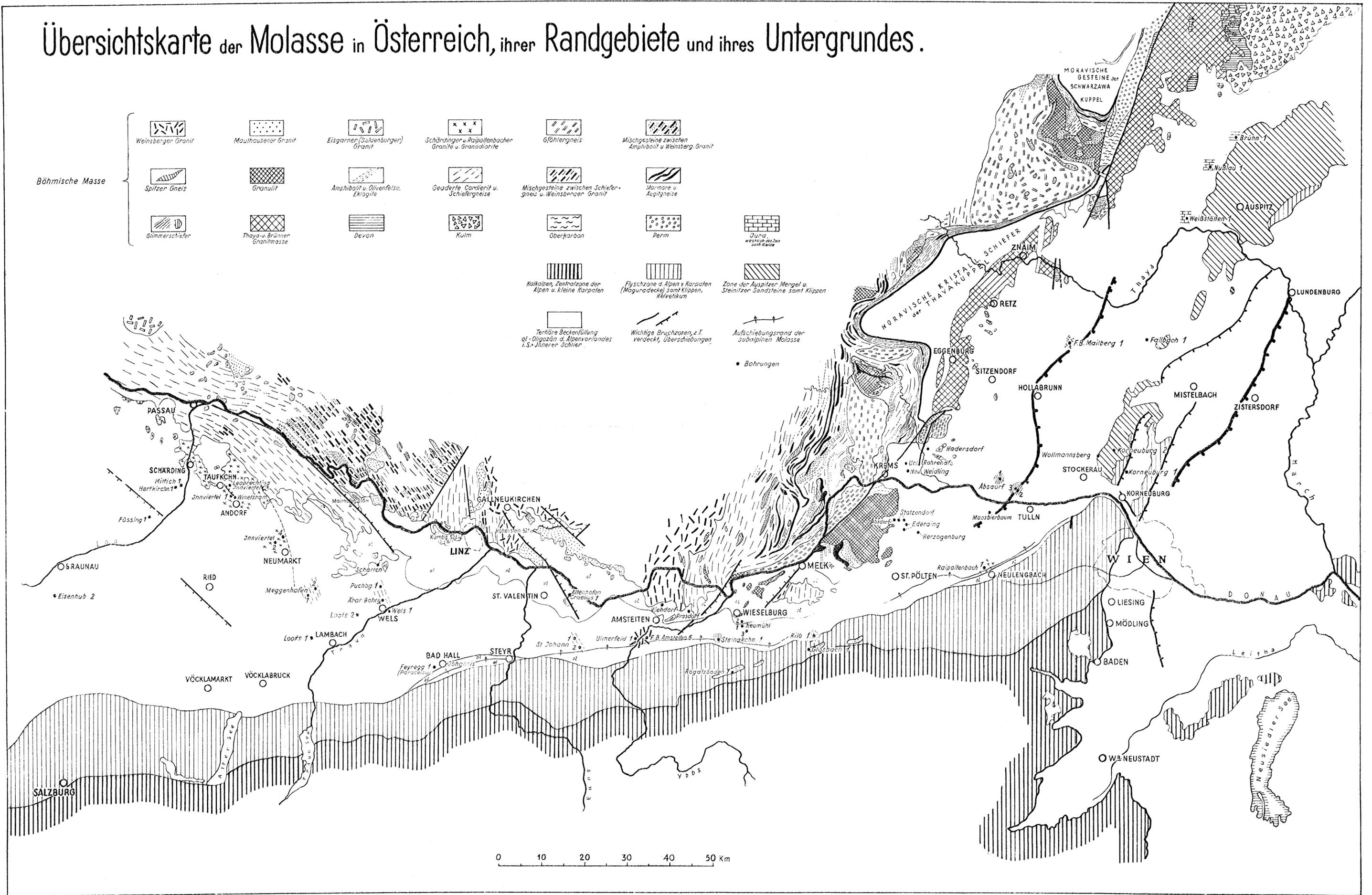
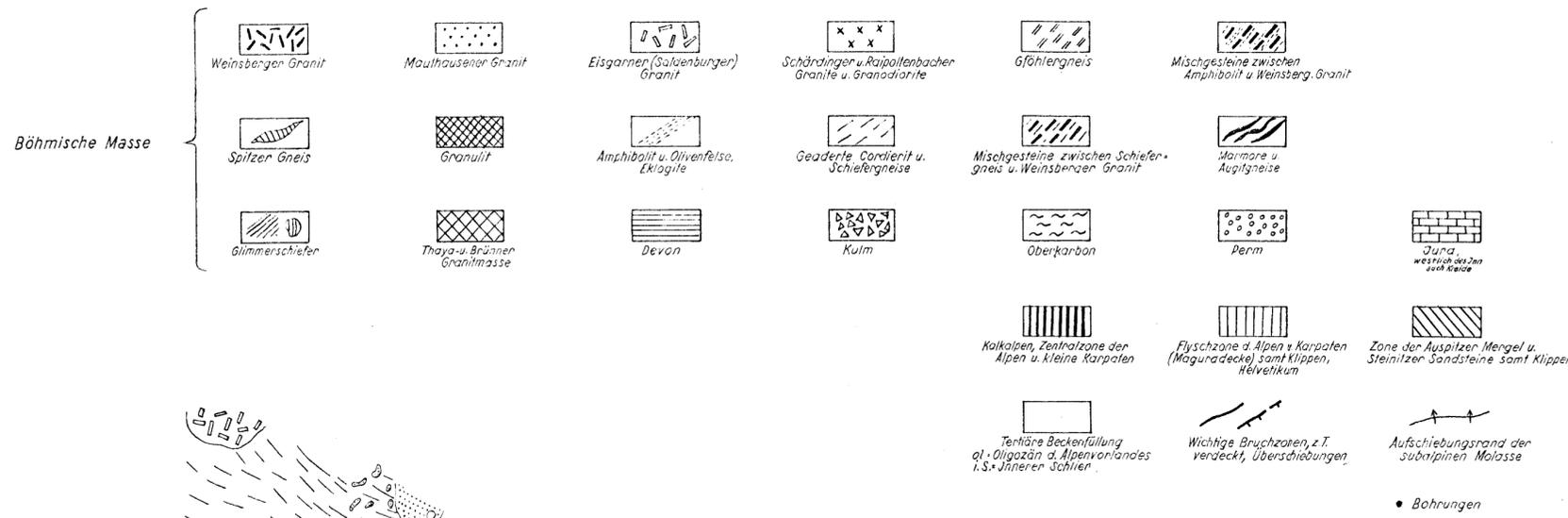
Wieser F.: Die kristalline Umräumung des Gallneukirchner Beckens. Dissert. Univ. Graz, phil. Fak. 1942.

Bemerkungen zur Übersichtskarte (Tafel I)

Für die Darstellung der geologischen Hauptleitlinien der Molasse wurden insbesondere die neueren Arbeiten von E. Braumüller (subalpine Molasse zwischen Bad Hall und Purgstall), H. Bürgl, F. Ellison, G. Götzinger, K. Hayr, L. Körössy, J. Schädler, G. Siemens, H. Vettors, R. Weinhandl und des Erstunterzeichneten herangezogen.

Zur Darstellung des Außeralpinen Grundgebirges wurde die Karte in der „Geologie von Österreich“, Wien 1950, verwendet. Diese stützt sich auf die Geologische Karte der Republik Österreich von H. Vettors 1930, berücksichtigt aber die neueren Arbeiten von H. Cloos und Mitarbeiter, von H. V. Graber, J. Schädler, F. Wieser und des Zweitunterzeichneten.

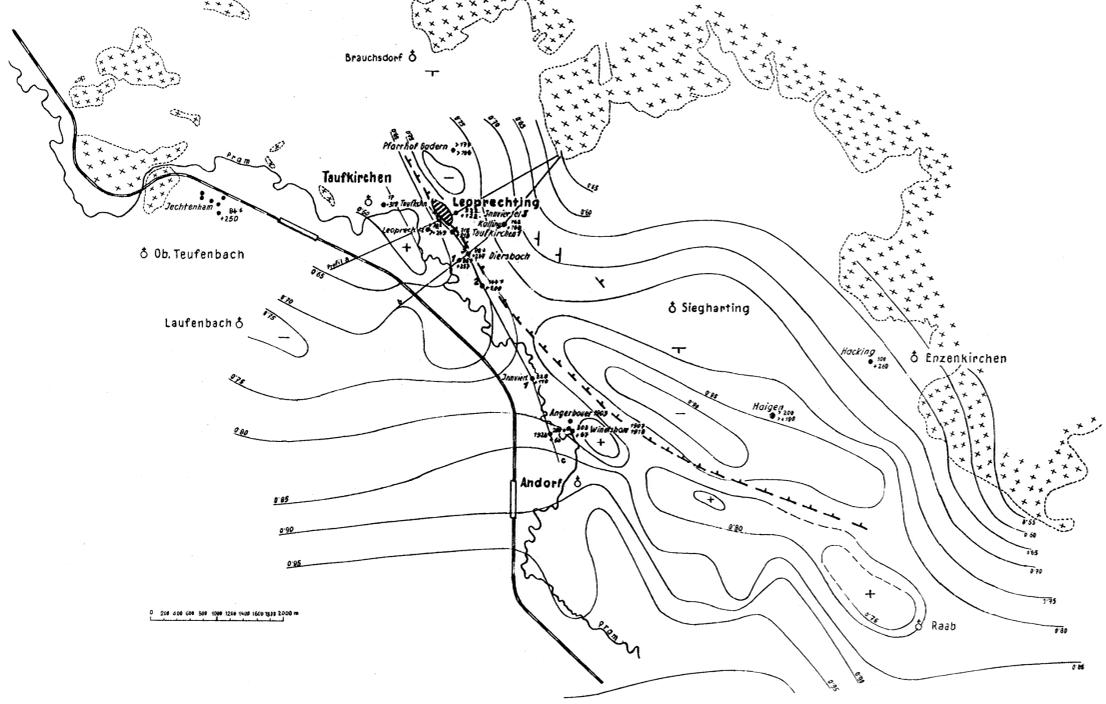
Übersichtskarte der Molasse in Österreich, ihrer Randgebiete und ihres Untergrundes.



Ausgewählte Einzeldarstellungen über den Mollasseuntergrund, von Dr. R. Grill (1950)

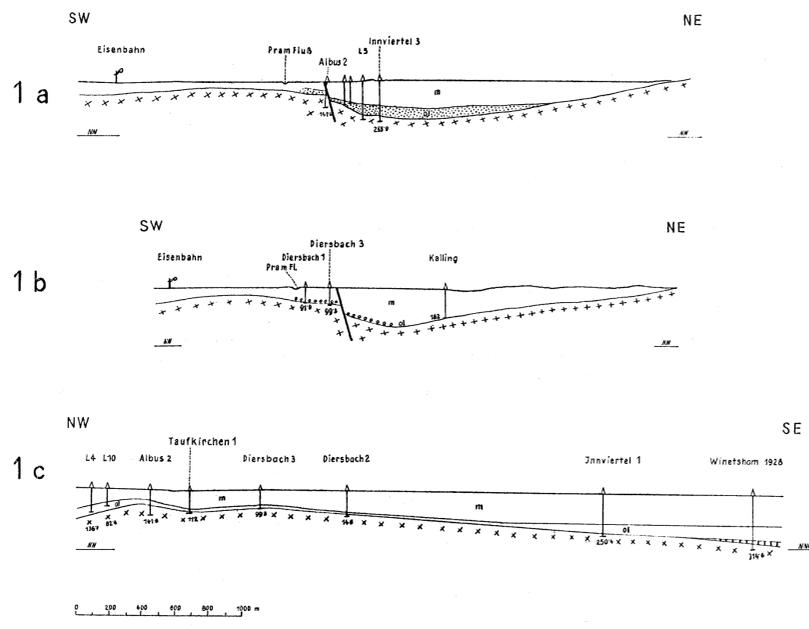
I Geologisch-geophysikalische Skizze des Gebietes Taufkirchen-Andorf

Geophysik nach einem Bericht der Geophysikalischen Reichsaufnahme
Kristallin mit Benützung einer neueren Aufnahme von J. Schädler

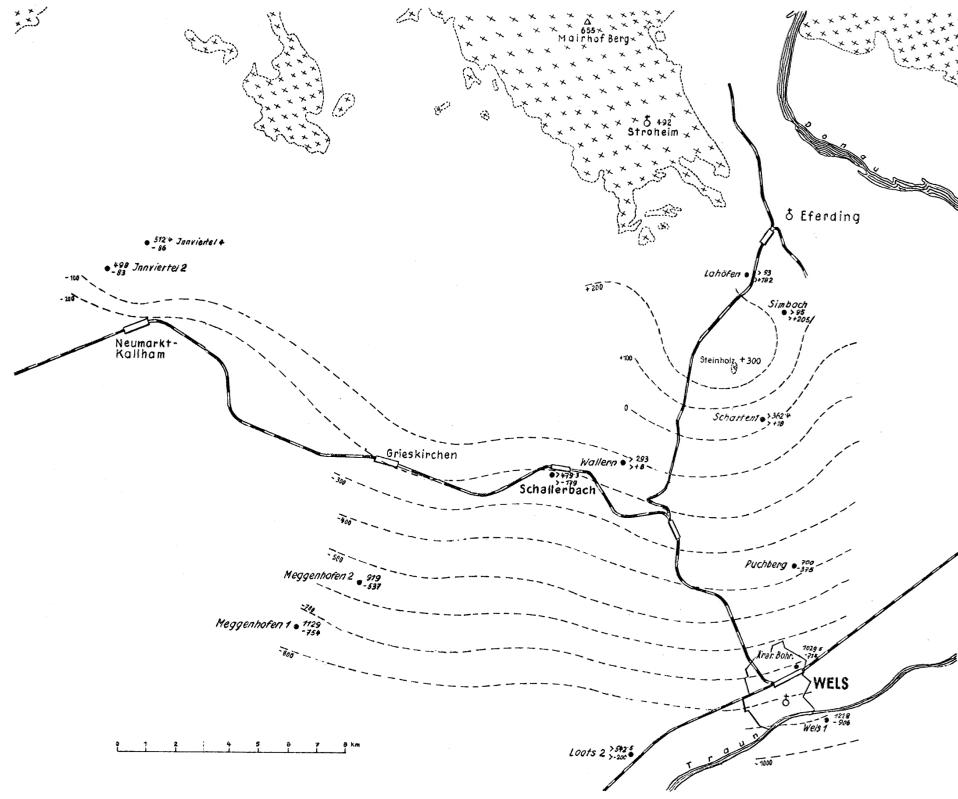


Profile durch die Struktur von Taufkirchen

Die Zahlen beziehen sich auf die Erdteilen der Bohrungen.

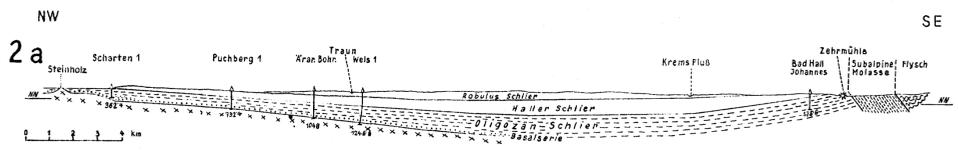


II Das Relief des kristallinen Untergrundes NW Wels



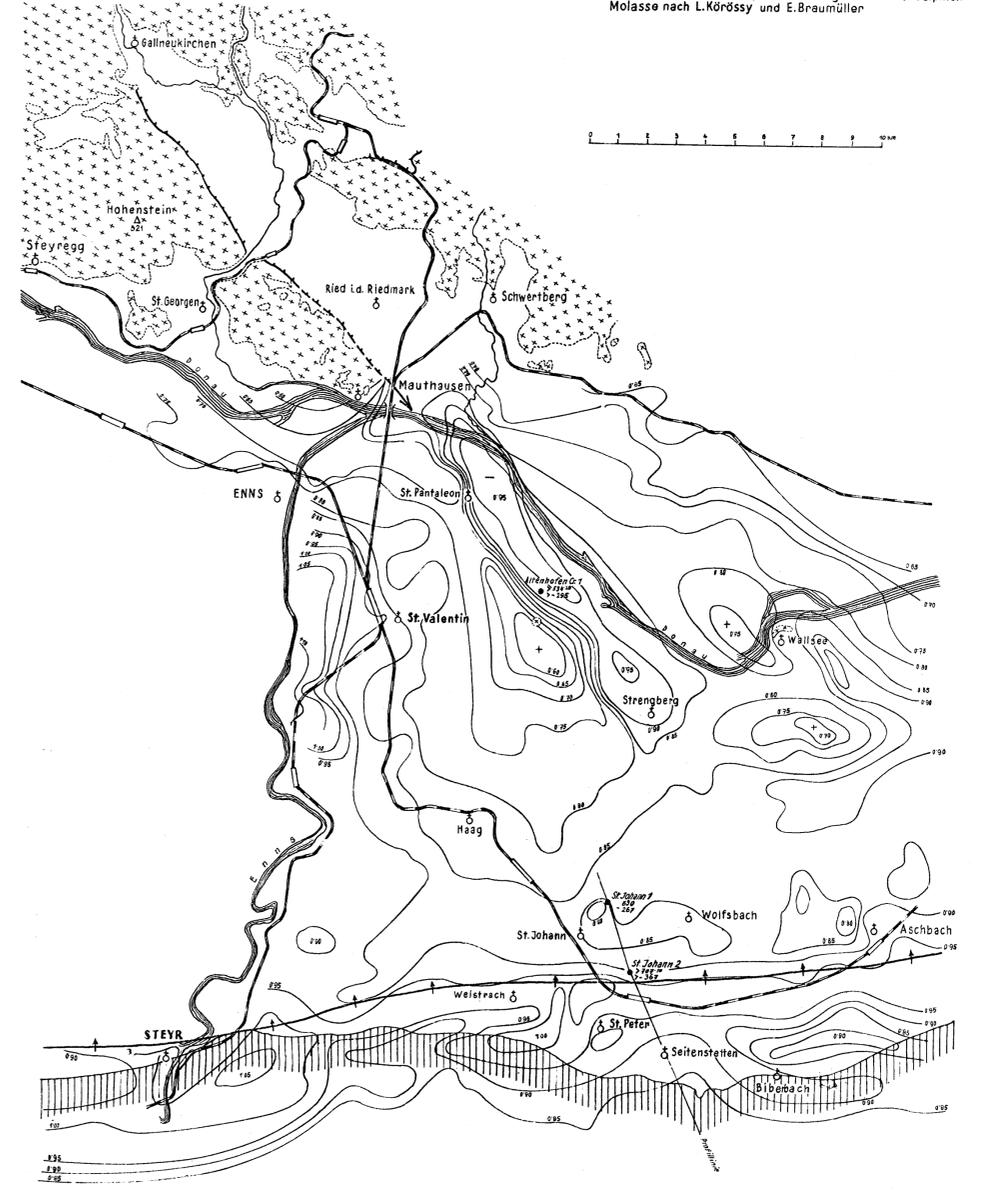
Geologische: Querprofil durch das oberösterreichische Alpenvorland

Am Alpenrand mit Benützung eines Profils von E. Braumüller



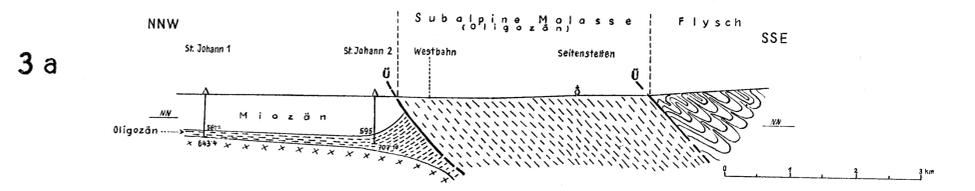
III Geologisch-geophysik. Skizze des Tertiärhügellandes östl. der Enns

Geophysik nach H. Reich, Aufschiebungslinie der subalpinen Molasse nach L. Körössy und E. Braumüller



Profil durch die Molasse bei St. Johann

Mit Benützung eines Profils von J. Kapounek und L. Körössy



LEGENDE:

- Kristallin der böhm. Masse
- Obergya (Winetsham)
- Flyschzone (Abb. III)
- Tertiäre Beckenfüllung i. Allg. ol = Oligozän, m = Miozän
- Bruchlinien
- Aufschiebungslinie der subalpinen Molasse
- 1926 Bohrungen mit Angabe der Tiefe der Kristallin-oberkante und Höhe derselben bezogen auf NW, > = tiefer als
- Tiefenlinien der Kristallinoberkante (Wels)
- Linien gleicher Laufzeiten (Grundentfernung 3 km)
- Schwerfeld Leoprechting (Abb. I)
Das Quartär wurde bei den Darstellungen nicht berücksichtigt

Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens

Von H. Küpper, mit Beiträgen von A. Papp und E. J. Zirkl

Inhalt:

	Seite
Einleitung	41
Erster Abschnitt: Der Bau des Abbruchrandes und der anschließenden Tertiär- ebene	42
1. Erläuterung zu den Profilen I bis X	43
2. Verlauf und Anordnung der Hauptstörungslinien	52
3. Übersicht	54
4. Literatur	56
Zweiter Abschnitt: Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flysch- grenze	61
1. Allgemeines	61
2. Die Vorkommen der Eruptivgesteine und deren petrographische Be- schreibung	61
3. Zur Frage der Altersstellung der Eruptivgesteine	81
4. Literatur	83
Dritter Abschnitt: Beobachtungen zur Landschaftsentwicklung vom Pliozän bis zur Gegenwart	85
1. Gebiet von Theresienfeld	86
2. Der Untergrund der Prater-Terrasse	88
3. Literatur	90
Vierter Abschnitt: Übersetzung der geologischen Resultate in die Sprache der Praxis	90

Liste der Beilagen

Geologische Profile durch den westlichen Beckenrand 1:10.000	
Blatt 1	Tafel III
Blatt 2	Tafel IV
Blatt 3	Tafel V
Detailkarte des Bruchrandes zwischen Mödling und Baden 1:50.000...	Tafel VI
Der Alpenabbruch am Westrand des Wiener Beckens 1:75.000.....	Tafel VII
Historische Entwicklung der Profildarstellungen 1831—1950	Tafel VIII
Bildtafel zum zweiten Abschnitt (nach Seite 80)	Tafel VIIIA

Einleitung

Der Alpenabbruch bei Wien und die sich daran anschmiegende tertiäre Ebene ist eines jener Gebiete, aus denen Klassiker der Geologie ihre Beobachtungen und Anregungen geschöpft haben. Sehr bald hat sich das damals bekannte Bild stabilisiert, spätere Neubeobachtungen fügten sich willig in den Rahmen der Meister. Heute, wo seit dem ersten Entwurf fast ein Jahrhundert vergangen ist, ergibt sich die Notwendigkeit, alte und neue Daten wiederum zu einem Gesamtbild zusammenzufügen, um so mehr,

als die Verknüpfung vieler Beobachtungen zu Profilen bisher unterblieben war. Dies spiegelt sich wider in der Tatsache, daß Fuchs (1873) von einem Bruchstafelbau, Diener (1926) von einem zwiebelschalenförmigen Bau der Randteile der Beckenfüllung spricht, ohne daß diese Auffassungen durch genaue Profildarstellungen gestützt worden wären.

Der Sinn der folgenden Darstellung ist, neues Tatsachenmaterial in knapper Form zusammenzufassen und dabei vor allem jene Tatsachenkreise zu berühren, die bisher wenig Beachtung gefunden haben; es handelt sich also nicht um eine geschlossene Gesamtdarstellung, sondern um Bausteine zu einer solchen.

Der erste Abschnitt umfaßt den tektonischen Bau des Abbruchrandes, wie er sich auf Grund von Profilen und Karten ergibt. Die Zweckmäßigkeit des alten Ausdruckes „Thermenlinie“ wird kritisch beleuchtet. Für die Beurteilung der Lage der Heilquellen ergeben sich neue Gesichtspunkte.

Der zweite Abschnitt rückt jene Beobachtungen in das Blickfeld, die seit den zwanziger Jahren bezüglich des Auftretens von Gesteinen vulkanischer Herkunft in der Nähe von Wien gemacht wurden. Es ist dies ein interessanter Zug im Gesamtbild der erdgeschichtlichen Entwicklung des Raumes von Wien, dessen Bedeutung erst in den letzten Jahren klarer hervortreten beginnt.

Der dritte Abschnitt behandelt den Zeitraum, in dem bei schrittweiser Ausräumung von Flußterrassen das heutige Landschaftsbild herausgearbeitet wird. In dieses Gebiet, das bisher überwiegend bei morphologisch orientierter Betrachtungsweise gepflegt wurde, sind nun wieder Erwägungen stratigraphischer und tektonischer Natur hineingetragen worden. Hinweise für die praktische Grundwasserkunde sowie für die Kenntnis der eiszeitlichen Landschaftsbilder ergeben sich daraus.

Im ganzen verdankt unsere Arbeit ihr Entstehen einem fruchthringenden Zusammenwirken, bei welchem mikropaläontologische Daten von Dr. R. Grill, Daten über Mollusken von Doz. Dr. A. Papp, petrographische Daten von Dr. Zirkl und Doz. Dr. C. Exner und schließlich die Geologie als tragende Grundlage durch Erstunterzeichneten beigeleitet wurden. Diesen und allen übrigen, die sich an der Diskussion des Gegenstandes beteiligt, haben, sei für ihre Mitarbeit gedankt¹⁾.

Die Literaturhinweise wurden abschnittsweise beigelegt, da jeder der Abschnitte sehr verschiedene Gebiete umfaßt.

Erster Abschnitt:

Der Bau des Abbruchrandes und der anschließenden Tertiärebene

Aus der gesamten Zeitspanne der letzten hundert Jahre liegen aus dem Gebiet, welches als der Abbruch der Alpen zur Ebene des inneralpinen Wiener Beckens bezeichnet wird, eine überaus große Zahl von Einzelbe-

¹⁾ Es darf noch erwähnt werden, daß die zweite Auflage der „Geologie von Österreich“ ungefähr zum gleichen Zeitpunkt erscheinen wird wie diese Arbeit. Der darin enthaltene Abschnitt über das Tertiär des Wiener Beckens (Dr. R. Janoschek) lag in seinen Grundzügen schon fest zu einem Zeitpunkt, wo die im folgenden enthaltene Neubearbeitung erst begonnen wurde. Eventuell sich zwischen den zwei Arbeiten ergebende Unterschiede sind daher nicht in gegensätzlicher Auffassung der Autoren begründet, sondern ergaben sich aus den erwähnten äußeren Bedingungen.

obachtungen vor. Außer in geologischen Karten (Fuchs 1877, Stur 1891, Schaffer 1904, Waldmann-Bobies 1928) wurden diese Daten nie zusammengefaßt, vor allem fehlte bisher jede Darstellung im Vertikalschnitt. Letztere ist neben dem zweidimensionalen Kartenbild die für eine klare Einsicht unerläßliche dritte Dimension. Es wurden deshalb als Vorbereitung für die neue geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien eine Reihe von Querschnitten entworfen, in welche ein Maximum an verläßlichen Beobachtungstatsachen aufgenommen wurde. Die geologische Literatur, das Bohrarchiv der Geologischen Bundesanstalt sowie in dankenswerter Weise auch Daten aus dem sehr wertvollen Bodenkataster der Gemeinde Wien konnten in die Bearbeitung einbezogen werden.

Als überprüfbare Grundlage für die folgende Darstellung sowie auch als Rahmen für spätere Neubeobachtungen werden die Profile hiermit vorgelegt. Obwohl sie in der gebräuchlichen Terminologie der geologischen Alterseinheiten abgefaßt sind, so haben sie sehr wohl auch praktische Bedeutung: wenn es auch dem Bauingenieur im engen Bereich gleichgültig ist, ob ein tragfähiger Ton sarmatischen oder pannonischen Alters ist, so ist es für tiefere Gründungen nicht gleichgültig, ob er mit der Möglichkeit von Schwimmsanden rechnen muß (was nur bei mittel- bis oberpannonen Tegeln zu erwarten ist). Vollends sollte der modern orientierte Brunnenbauer wohl langsam erkannt haben, daß ihm die geologische Altersbezeichnung unter Umständen eine einfache Handhabe gibt, ob und in welcher Tiefe wassertragende Schichten zu erwarten sind.

1. Erläuterungen zu den Profilen

Im folgenden ist zu jedem der Profile eine kurze Erläuterung gegeben, welche wir der allgemeinen Darstellung des Abbruchrandes voranstellen möchten. Die Profile selbst gliedern sich in Hauptprofile (römische Ziffern), alle im Maßstab 1 : 10.000; diesen sind erläuternde Nebenprofile beigegeben (arabische Ziffern), welche in verschiedenen Maßstäben besondere Stellen des Hauptprofils darstellen. Die Lage und Richtung der Profile ist teilweise flach geknickt, ihre exakte Lage ist abzuleiten aus den topographischen Punkten, die mit gleicher Benennung auf der topographischen Karte 1 : 10.000 und den Profilen wiederkehren. Die Profile sind in drei Profilblättern zusammengefaßt und jeweils von N nach S angeordnet; auch die Anordnung der Profilblätter von 1 über 2 nach 3 entspricht der Reihenfolge von N nach S.

Hauptprofil I (Bellevue—Heiligenstadt) (Tafel III)

Es verläuft durch den XIX. Gemeindebezirk von den Flyschhöhen des Bellevue über den Hungerberg (Hohe Warte) zur Donau. Die Schichtköpfe des Flyschmergels sind am Schenkenberg von Bohrmuscheln durchlöchert. Von hier senkt sich der Flyschuntergrund rasch bis zum Esdersplatz, wo er erst in 270 m Tiefe angetroffen wurde. Das Torton besteht in diesem Abschnitt aus groben Geröllen, Leithakalken und feinen Sanden (siehe Schaffer, Geologie von Wien, Tafel III b). Vom Grinzinger Friedhof ostwärts verschwindet das Torton unter einer Decke von lichtgelben Sanden des tieferen Sarmat. Das Sarmat trägt am Hungerberg und auch weiter östlich auf der Hohen Warte eine dünne Decke von groben bis feinen Quarzschottern, zusammengehalten durch rot verwitterten Lehm. Der östliche

Steilrand der Hohen Warte zur Donauebene entspricht dem Durchziehen des Nußdorfer Bruches, der seinerzeit in den Kreindl'schen Ziegeleien aufgeschlossen war. Die östliche Scholle ist abgesenkt um einen Betrag, der etwa der lokalen Mächtigkeit des tieferen und höheren Sarmats entspricht ($\pm 80 m$). Die östliche Scholle besteht unter der Quartärbedeckung aus tieferem Pannon. Details des Nußdorfer Bruches sind den Nebenprofilen *I'* und *I''* zu entnehmen. Im Bereiche der Nußdorfer Schleuse fällt das Unterpannon mit etwa 12° nach SO und streicht deutlich nach NO.

An den östlichen und nordöstlichen Fuß des genannten Steilrandes schmiegen sich mächtige Lößabsätze, welche jung-diluviale Vertebraten geliefert haben.

Hauptprofil II (Pötzleinsdorf—Döbling) (Tafel III)

Die feinen Pötzleinsdorfer Sande grenzen fast ohne Zwischenschaltung grober Randbildungen gegen den Flysch. Das Torton taucht bald unter das Sarmat, welches in seinen tieferen Teilen lokal durch randliche Diskordanzen aufgespalten ist (Ludwigstraße). Seine Unterkante wurde in der Brunnenbohrung des Brauhauses Währing bei etwa 200 m Tiefe durchstoßen, das Sarmat setzt aber östlich des alten Gaswerkes Döbling gegen mittleres Pannon an der alten Nußdorfer Linie scharf ab (Nebenprofil 2'); wir haben hier die Fortsetzung des Nußdorfer Bruches vor uns, der auch hier durch einen Knick im Gelände markiert ist. Dieser Bruch schwingt von hier etwas nach SSW und ist im Nebenprofil 2'' nochmals deutlich, wo in der Gontzgasse 8 der Sarmattegell fast unmittelbar unter der Oberfläche liegt, am Währinger Gürtel dagegen erst 25 m Schotter angetroffen sind. Es ist das ein Hinweis dafür, daß sich die Bewegungen entlang diesem Bruch lokal bis in sehr junge Zeit fortgesetzt haben müssen, denn die Schotter auf der abgesenkten Scholle gehen hier in die Schotterbedeckung der Stadterrasse über, welche vermutlich rißeiszeitlichen Alters ist. Die Tatsache, daß die Schotter gegen den Bruch hin an Mächtigkeit zunehmen und ihre Unterkante gegen die Donau hin steigt, scheint in dieser Richtung zu weisen.

Hauptprofil III (Ottakring—Augarten) (Tafel III)

Das Torton im Westteil des Profils ist durch die 270 m tiefe Bohrung J. Meisl's 1939 erschlossen. Im Gegensatz zum Sektor Pötzleinsdorf—Nußdorf ist hier das Torton durch eine wechselnd sandig-konglomeratische bis tonige Serie entwickelt, der bei 72 m, 175 m und 256 m Kohlenschmitze bis Kohlenbänkchen (256 m) eingeschaltet sind. Diese weisen darauf hin, daß man es hier mit tiefen Teilen des Tortonens zu tun haben dürfte. Aus dem Gebiet der ehemaligen Hernalser und Ottakringer Brauereien sowie vom Sportplatz Engelman liegen eine Reihe von Bohrungen vor, welche paläontologisch genauer bearbeitet sind und in ihrer Gesamtheit ein flächenhaftes Bild der Tektonik des Untergrundes ergeben, welche auf der bei Hauptprofil III eingefügten Skizze zur Darstellung gelangt ist. Der hier durchziehende „Dornbacher Verwurf“ ist gekennzeichnet durch ein Absenken der Nordscholle um etwa 100 m; auf der Nordscholle streichen die Niveaulinien der Grenzfläche Sarmat/Torton etwa N—S, auf der Südscholle streichen die gleichen Linien SW—NO; der Dornbacher Verwurf wurde schon durch Schaffer (1904) angedeutet und äußert sich im Gelände darin, daß die Sarmat/Tortongrenze N des Dornbacher Tales etwa W des Gerst-

hofer Friedhofes ausstreicht, derselbe Ausstrich S des Tales dagegen um 1 km weiter nach Ost verschoben ist. Der Verwurf steht also fast lotrecht auf den Beckenrand; es sieht danach aus, als ob er das Pannon nicht mehr wesentlich verstellen würde, was auf ein hochsarmates Alter des Bruches hinweisen würde. Der Ostteil des Profils III besteht aus Pannon. Wie das Nebenprofil 3'' zeigt, ist die pleistozäne Aufschotterung im Gebiet des Allgemeinen Krankenhauses-Votivkirche mächtig, die Tegelsehle steigt gegen die Augartenbrücke merkbar an; der Nußdorfer Bruch löst sich im Gebiet von Michelbeuern (Nebenprofil 3') auf und beweist auch hier sein junges Alter durch Verstellung der Schottersohle.

Hauptprofil IV (Flötzersteig—Reichsbrücke) (Tafel IV)

Über das Alter der vom Flötzersteig bis zum Wasserbehälter Breitensee auftretenden, grobschottrigen bis sandig-tegeligen Lagen besteht keine Sicherheit; wir vermuten mit Schaffer, daß sie dem Sarmat zuzurechnen sind; die im Profil III erwähnte Bohrung Meisl, welche im Torton ebenfalls starke Anhäufungen von Schottern antraf, mahnt zu gewisser Vorsicht¹⁾. Im Gegensatz zu Schaffer scheint es uns sicher, daß die genannten (Sarmat-) Konglomerate und Sande gegen den Flysch durch einen Bruch begrenzt sind. Sicheres Torton fehlt also in diesem Profil¹⁾. Die Unterkante des Pannon sinkt vom Breitenseer Wasserbehälter über die Bohrung Esterhazypark (1943) zur alten Bohrung Getreidemarkt (1849) gleichmäßig nach Osten ab. Die Auswertung einer 280 m tiefen Bohrung (1887) in der Schenkengasse ist leider versäumt worden.

Von der Staatsoper in östlicher Richtung werden die Schotter der Stadtterrasse von mittelpannonen Tonen unterlagert (*Cong. subglobosa*), überlagert durch eine Lößdecke, die bei der Stephanskirche und am Kärntner Tor *Primigenius*-Reste geliefert hat.

Im Gebiet der Donau (Nebenprofil 4') fällt das Pannon flach nach Ost, die Basis des Quartär steigt dagegen schwach in östlicher Richtung an. Zur Erläuterung der dem Nebenprofil beigefügten Skizze verweisen wir auf Abschnitt drei, zweiter Teil.

Hauptprofil V (Lainz—Stadionbrücke) (Tafel IV)

Über das Torton westlich von Lainz ist fast nichts bekannt; die alten Bohrmeisterprofile des Versorgungshauses (1909) geben Tegel mit zwischengelagerten Geröllbänken. Ausläufer hochortoner Schotter- und Blockschotterlagen sind S der Friedensstadt dem Flyschsockel aufgelagert und enthalten dort reichlich vulkanisches Material (Profil VI'). Der westliche Anstieg des Königlberges entspricht dem Ausstreichen des zum Teil konglomeratischen Sarmat. Auf der Höhe der Gloriette schließt sich hierüber kaum merklich an das Pannon; die Profilskizze zu V soll darstellen, daß die Ablagerungsverhältnisse im tieferen Unterpannon unruhig waren, da nur etwa

1) Eine im Sommer 1950 in Arbeit befindliche Bohrung im Theresienbad traf unter der Oberfläche Sarmat und ab zirka 70 m Torton an; die Lage dieser Bohrung ist in den Profilen IV und V noch markiert. Dieses Resultat bedeutet, daß unser Bedenken hinsichtlich des Sarmat-Alters der Schotter im Flötzersteiggebiet durchaus berechtigt ist, da die Tortonoberkante erheblich in die Höhe rückt und auch steiler nach W anzusteigen scheint, als in Profil IV angenommen wurde. Von einer diesbezüglichen Korrektur der Profile IV und V mußte aus technischen Gründen abgesehen werden.

20 m über dem Sarmat in pannonen Flyschschottern Brocken schon wieder aufgearbeiteter unterpannoner Tone vorkommen.

Mit gleichmäßigem Gefälle sinkt das Pannon nach Osten über die Philadelphiabrücke ab¹⁾. Auf der Höhe des Ostbahnhofes ist es jedoch schon in zirka 60 m Tiefe durchstoßen und darunter bis 300 m Tiefe Sarmat angetroffen. Es ergibt sich, daß hier, vom Nußdorfer Profil nach Süd fortschreitend, zum ersten Male weit östlich des Beckenrandes nochmals ältere Schichten auftauchen; es ist dies der nördlichst bekannte Ausläufer der „Hochzone“ von Achau—Rothneusiedl²⁾.

Nicht weit östlich des Ostbahnhofes ist das Pannon am Arenbergring wiederum in sehr großer Mächtigkeit angetroffen, was den Schluß zuläßt, daß zwischen den genannten Punkten eine bruchförmige Absenkung durchzieht. Dieser aus dem weiter südlich gelegenen Gebiet bereits lange bekannte Leopoldsdorfer Bruch ist ebenfalls deutlich zwischen der Ankerbrotfabrik und St. Marx festgelegt. Auf der östlichen, abgesunkenen Scholle gelegen, hat die Bohrung St. Marx II die gesamte Tertiärfüllung des Beckens durchstoßen und darunter bei etwa 1400 m Flyschgesteine angetroffen (Nebenprofil V').

Hauptprofil VI (Mauer—Liesing) (Tafel IV)

Hauptprofil VI und VI' zeigen ein relativ unkompliziertes Einfallen der Schichtpakete. Auf den Höhen W von Mauer (⊕381) liegt eine Bedeckung eines Blockstromes, der in großer Anzahl auch Blöcke von vulkanischem Gestein eingeschaltet enthält. Dem Alter nach ist dieser ins Oberste Torton zu stellen und vergleichbar den Blockbildungen, welche am Osthang des Bisamberges im Klaustal angetroffen sind, sowie möglicherweise auch den höchsten, grobklastischen Bildungen des Gaadener Beckens. Isolierte Vorkommen von ähnlichem Typus sind beim Friedhof Gießhühl und auch am Georgenberg SW von Mauer beobachtet. Westlich der Kirche von Mauer (Valentingasse) sind relativ tiefe Bildungen des Torton angetroffen (mit Kohlenspurten), die jenen der Meinlbohrung zu ähneln scheinen (Hauptprofil III). Es kann sein, daß dieses ältere Torton gegen Osten bruchartig abgesetzt ist durch den nördlichen Ausläufer einer Störung, welche im Profil VI deutlich in der Fortsetzung des Sporns des Hochberges von Perchtoldsdorf gelegen ist und so zu Profil VII überleitet³⁾.

1) Eine im Sommer 1950 in Arbeit befindliche Bohrung im Theresienbad traf unter der Oberfläche Sarmat und ab zirka 70 m Torton an; die Lage dieser Bohrung ist in den Profilen IV und V noch markiert. Dieses Resultat bedeutet, daß unser Bedenken hinsichtlich des Sarmat-Alters der Schotter im Flötzersteiggebiet durchaus berechtigt ist, da die Tortonoberkante erheblich in die Höhe rückt und auch steiler nach W anzusteigen scheint, als in Profil IV angenommen wurde. Von einer diesbezüglichen Korrektur der Profile IV und V mußte aus technischen Gründen abgesehen werden.

2) Eine weitere im Sommer 1950 in Arbeit befindliche Bohrung in der Orangerie des unteren Belvederes traf bis 40 m Mittelpannon und darunter Unterpannon an. Es ist dies eine Bestätigung für die Hochzone, da wenig weiter östlich am Arenbergring das untere Pannon erst bei etwa 330 m durchstoßen wurde. Der Durchgang eines Astes des Leopoldsdorfer Bruches zwischen Orangerie und Arenbergring wurde damit bestätigt.

3) Im Bachbett der dünnen Liesing, bei der Überquerung durch die Hochstraße, wurden nach Flöchingen Sarmat-Sandsteinblöcke angetroffen, die auf in allernächster Nähe anstehendes Sarmat weisen. Daß dieses bis auf nur 150 m an den Kalkalpinen Sockel heranrückt, bekräftigt den vermuteten Bruchdurchgang.

Erwähnenswert ist die von Toulas beschriebene Tiefbohrung in Liesing, welche bei 600 m in tortonischen Tonen stecken blieb.

Hauptprofil VII (Brunn am Gebirge) (Tafel V)

Im Bereiche des westlichen Randes des Ortes Brunn am Gebirge bestanden um die Mitte des 19. Jahrhunderts eine ganze Reihe von Steinbrüchen, die einen guten Einblick in den Bau des tertiären Randes gewährte, der von hier in südlicher Richtung durch den Anstrich einer deutlichen Randstörung gekennzeichnet ist. Die Lage älterer und neuerer Aufschlüsse des Gebietes von Brunn ist auf der Kartenskizze dargestellt. Das beherrschende Element ist die Haupttrandstörung, welche im Kartenbild dadurch zum Ausdruck kommt, daß der Abstand vom austreichenden Pannon bis zum Torton auf wenige Zehner von Metern zusammengeschrumpft ist. Im Profil VII und 7 sind es die Bohrungen Felsenkeller und Brauhaus, welche die Störung festlegen. Neben der Haupttrandstörung scheinen noch möglicherweise antithetische Parallelstörungen zu bestehen (Brauhaus, Karrer 1877, Seite 894).

Hauptprofil VIII (Mödling) (Tafel V)

Dieses Profil zeigt im Detail (Profil 8) fast dasselbe Bild wie 7; die Mödliner Therme liegt um etwa 100 m von der eigentlichen Randstörung abgerückt an einem Begleiter derselben. Es ist bemerkenswert, daß die Bohrung Felsenkeller, welche die Haupttrandstörung durchbohrt hat, keine Spuren von warmen Wässern antraf. Im großen zeigt das Profil VIII die allmähliche Absenkung der Pannon/Sarmat-Grenze bis nach Biedermannsdorf.

Hauptprofil IX (Eichkogel) (Tafel V)

Es gibt nur wenige Teile des Tertiärgebietes der weiteren Umgebung Wiens, die so oft geologisch betrachtet worden wären; die lange Reihe von Arbeiten gibt hierfür Zeugnis. Die heute verfügbaren Einsichten machen es nötig, das den Erläuterungen zur geologischen Karte 1928 beigelegte Profil (Seite 31) weiter auszugestalten, weshalb auf die Details des Nebenprofils 9'' näher eingegangen werden muß; hierbei ist Bezugnahme auf ältere Literatur absichtlich auf ein Minimum beschränkt.

A. Zur Tektonik des Eichkogelprofils

Es darf erwähnt werden, daß es bisher wenig Beachtung gefunden hat, daß in der Anschlußbeschreibung von Karrer (1877), Hochquellenleitung, ein den Eichkogel umziehendes Band von geologischen Fixpunkten gegeben war, zu welchen alle späteren Beobachtungen räumlich in Beziehung hätten gebracht werden sollen; dies ist leider unterblieben. Nur das wesentlichste kann heute nachgeholt werden.

Etwas aus dem Profil heraustretend, sollen die wichtigsten Punkte angeführt und zueinander in Beziehung gebracht werden.

a) Eine bedeutende Störung wurde im Wasserleitungstollen S des Eichkogel-Sattels angefahren, wobei Torton gegen Mittelpannon abstößt. Die Stelle liegt etwa 200 m, schwach ESE von Punkt 278 der Straße Eichkogelsattel-Gumpoldskirchen, und ist in Karrers Darstellung zwischen den Fossilentnahmestellen P. 23 und P. 24 festgelegt (Tafel VII, Text Seite 239, Mitte). Östlich und nördlich dieser Stelle bleibt der Wasserleitungskanal bis an die Nordflanke des Eichkogels im Pannon (Zone *Cong. Subglobosa*), siehe Nebenprofil 9'', unterer Teil.

b) Ein weiterer bedeutsamer Bruchdurchgang ergibt sich aus der Tatsache, daß der durch Toulas 1875 O des Eichkogel-Sattels beschriebene Aufschluß von ostfallendem, oberstem

Sarmat auf etwa 120 m Abstand herantritt an jene Stelle, von wo Wenz 1942 oberes Pannon beschreibt (Hochbehälter Triestingtal-Wasserleitung). Da in diesem Abstand das mittlere und untere Pannon (auch bei vertikalem Stand) nicht unterzubringen ist, so ergibt sich, daß zwischen den Punkten Toula 1875 und Wenz 1942 ein Verwurf mit beträchtlicher Vertikalkomponente durchziehen muß (siehe Nebenprofil 9').

c) Die von Toula 1915 beschriebene Bohrung (beim heutigen Wasserwerk Mödling) kam nach etwa 20 m mächtigem, oberflächlichem Sarmat bei 50 m bereits in Schichten, die tortone Elemente, tiefer als die Badner Tegel enthalten (Nebenprofil 9'). Wir halten es für sehr wahrscheinlich, daß diese ganz ungewöhnliche Verkürzung des oberen Torton tektonischer Natur ist. Hiermit in Übereinstimmung ist die Tatsache, daß nur 400 m S von dieser Stelle im Westende des Wasserleitungsstollens ein ganz plötzlicher Wechsel von Pannon mit *Cong. Subglobosa* zu Sarmat beobachtet wurde (Karrer 1877, S. 254); auf seiner Tafel VII rechts unten ist wohl die Darstellung so gegeben, als ob das Sarmat unter den Subglobosa-Schichten normal auftauche; wir halten jedoch die Wahrscheinlichkeit groß, daß das etwa 40 m mächtige Paket der tieferen Subglobosa-Schichten bis zur Obergrenze des Sarmats hier tektonisch ausgefallen ist.

Es ist nun sehr wesentlich, die räumliche Lage der drei genannten Punkte a), b) und c) zu betrachten: Punkt b) liegt etwas O des Eichkogel-Sattels in zirka 320 m Höhe; Punkt c) schwach NNW davon in etwa 235 m; Punkt a) schwach SSW von b) in etwa 260 m Höhe. Im Raume verglichen sind die Punkte an einer schwach nach Ost convexen Linie angeordnet. Auch wenn man noch die lokale tektonische Evidenz, welche für jeden der Punkte angeführt wurde, bezweifeln sollte, so ergibt sich aus der räumlichen Anordnung, daß die die Punkte a, b, c verbindende Linie kein noch so steiler Ausstich einer ostfallenden Schichtgrenze sein kann; ausgehend von Erwägungen der darstellenden Geometrie müßte ein solcher zumindest in irgendeiner nach West convexen Linie verlaufen.

Wir nennen die tektonische Grenzfläche, welche über den Eichkogel-Sattel verlaufend das mittlere Pannon nach Westen abschneidet, Eichkogelbruch; wir bemerken schon hier, daß dies wahrscheinlich nur die randliche Grenzfläche einer durch ein ganzes Bündel von Störungen durchsetzten Zerrüttungszone ist, die sich nach N zur Mödlinger Therme verschmälert und auch noch in Profil VII fühlbar ist.

B. Zur Paläontologie des Eichkogelprofils (von Doz. Dr. A. Papp)

a) Die große Sandgrube am Ostfuße des Eichkogels an der Triester Straße wurde von Toula 1912 beschrieben. Die unteren Partien werden von Sanden gebildet, die auffallend schöne Kreuzschichtung zeigen. Sie verdankt ihre Entstehung N—S gerichteten, also dem Beckenrand parallelen Strömungen. An der am weitesten im Westen gelegenen Wand sind unter den kreuzgeschichteten Sanden derzeit noch Bänke von Kalksandstein aufgeschlossen, die nur Steinkerne und Abdrücke von Fossilien führen. Aus diesem Niveau wurden auch verkieselte Hölzer bekannt. Sehr selten und schlecht erhalten sind die Fossilien in den kreuzgeschichteten Sanden selbst. In der Wandmitte in einem 0.5—1 m mächtigen Band treten zahlreiche und wohlerhaltene Molluskenschalen auf. Es folgen im oberen Teil der Wand diluviale, tonige Sande, in die oft Blöcke von fossilführenden Süßwasserkalken eingelagert sind, die in Einzelfällen die Maße vom 1 m³ überschreiten.

Das Alter der diluvialen Schichten im oberen Teil der am weitesten im Westen gelegenen Wand ergab sich aus der Bestimmung der Landschnecken. Die Süßwasserkalke sind also umgelagert. Auf der geologischen Karte von Wien (1891, 1928) wird Süßwasserkalk weit nach Osten eingetragen. Diese Angabe beruht wahrscheinlich auf einer falschen Deutung der umgelagerten Kalke.

Aus der 0.5 m mächtigen Sandzone liegen bisher folgende bestimmbare Arten vor:

Congeria subglobosa gigantea Pavlovic.

Congeria subglobosa longitesta n. esp. (= M. Hörnes *C. subglobosa*, Tafel 47, Fig. 2 (non 1)).

Congeria pancici Pavlovic.

Congeria spathulata kosanini Pavlovic, auch doppelklappig.

Congeria doderleini Brusina in der Mündung von *Melanopsis vindobonensis* sitzend.

Melanopsis fossilis constricta Handmann zirka 20%.

Melanopsis vindobonensis vindobonensis Fuchs zirka 80%.

Melanopsis rugosa Handmann sehr selten.

Melanopsis vindobonensis Übergang zur *M. vindobonensis pyrulaeformis* Pavlovic, sehr selten.

Melanopsis bouei affinis Handmann.

Melanopsis pygmaea pygmaea M. Hörnes.

Limnocardium conjungens Partsch.

Psilunio sp. (non *Psilunio atavus* Partsch) die Form ist höher gewölbt und breiter gerundet.

Diese Fossilien ergeben ein mittelpannonnes Alter (im engeren Sinn = Zone E nach Papp 1948). Die Fossilien sind nicht umgelagert, wie doppelklappige und klaffende Schalen von *C. spathulata kosanini* und *C. doderleini* in der Mündung von *M. vindobonensis* sitzend zeigen.

b) Im Niveau der Hochquellenwasserleitung am Eichkogel wurde *Emmericia canaliculata* Brusina in einer Schlammprobe häufiger angetroffen. Diese Art ist auf die „Oberen Congerenschichten“ Ungarns beschränkt und zeigt im Verband mit Planorbidae und Helicidae, daß die Süßwasserfazies des Eichkogels tief herabreicht, bis nahe zu den Sedimenten der Zone E, die in der Sandgrube anstehen. Es fehlen hier demnach, da die Süßwasserfazies der Eichkogelkalke und Mergel (vgl. Schlosser 1907 und Wenz und Edlauer 1942) zur Zone H gerechnet werden, die Zone F und wahrscheinlich auch G der Lokalgliederung im Wiener Becken.

c) Die Süßwasserkalke vom Eichkogelgipfel und die unterlagernden Kalkmergel stellen das jüngste Schichtglied im Pannon dar und müssen den „Oberen Congerenschichten“ Ungarns parallelisiert werden.

d) Von wesentlichem Interesse war eine Revision der Fauna des Pannons, die auf der Terrasse des Richardshofes vorkommt und seit langem bekannt ist.

1. Originalmaterial von Th. Fuchs aus dem Naturhistorischen Museum, Geol. Abteilung, Wien. Fundortsangabe: Richardshof, Aqu. Jahr 1890 *Congeria neumayri* Andrusov (*Limnocardium*) *böckhi* Halavats.

Richardshof Coll. Kittl 1907.

Congeria neumayri, Große Standortsform des Bewegtwassers.

Limnocardium conjungens Partsch.

Limnocardium aff. *böckhi* Halavats.

Congerenschichten vom Eichkogel, Baumaterial der Wasserleitung beim Pribnitzta Coll. Karrer.

Melanopsis vindobonensis Fuchs.

Melanopsis rugosa Handmann.

Melanopsis pseudoimpressa n. sp.

Congeria neumayri Andrusov große Standortsform wie vor.

Konglomerat Hubertushof bei Gumpoldskirchen, Schaffer det. 1923.

Congeria neumayri Andrusov.

Congeria sp. aff. *balatonica*, schlechter Abdruck.

2. Material von R. Hörnes, Geologisches Institut der Universität Graz; Fundortsangabe: Richardshof bei Mödling. Gestein: Weißgelbe Konglomerate, größere Gerölle von Kalken, kleinere aus Quarz mit Kalk als Bindemittel. Die Fossilien sind gelöst und zeigen Abdrücke folgender Arten:

Melanopsis fossilis constricta Handmann.

Melanopsis vindobonensis Fuchs.

Melanopsis rugosa Handmann.

Congeria rhamphophora rhamphophora Brusina.

3. Neuaufgesammeltes Material 1).

? *Congeria rhamphophora rhamphophora* Brusina.

Congeria neumayri Andrusov.

Melanopsis fossilis constricta Handmann.

Melanopsis bouei Ferussac ssp. *indet.*

? *Limnocardium böckhi* Halavats.

Congeria sp. vom Typus der *C. neumayri*, aber größer.

Diese Faunen gehören in die Zone D des Pannons im Wiener Becken und sind etwas älter als jene aus der Sandgrube am Fuße des Eichkogels an der Triester Straße.

e) Knapp hinter dem Richardshofe wurden besonders durch die Tätigkeit von Herrn O. v. Troll und Herrn E. Weinfurter Süßwasserkalke ausgebeutet, die in losen Brocken

1) Herrn Dr. A. F. Tauber danke ich für die Überlassung des Materials zur Bearbeitung.

auf den Feldern liegen. Da dieses Vorkommen von Süßwasserkalk lokal eng begrenzt ist, muß ihr Anstehen im Untergrund angenommen werden. Folgende Arten liegen bisher bestimmbar vor:

- Oxychylus* n. sp.
- Xerocampylaea* n. sp.
- Clicia* n. sp.
- Carychium sandbergeri* Handmann.
- Strobilops tiarula* Sandberger.
- Acanthinula trochulus* Sandberger.
- Agarðhia oppoliensis* (Andrae).
- Vitrina suevica* Sandberger.
- Negulus suturalis gracilis* Gottschick et Wenz.
- Vertigo callosa* (Reuss).
- Gyalina roemeri* Andrae.
- Pomatias conicus* (Klein).
- Clausilia* sp. Spitzenfragment.
- Bulimus jurinaci* Brusina.
- Melanopsis* sp. aff. *Fagotia*.
- Milax* sp.

Die Analyse der Landschneckenfauna zeigt eine starke Beteiligung miozäner Arten. Diese Feststellung trifft jedoch bei allen pannonen Landschneckenfaunen des Wiener Beckens zu. Die hier nur generisch bestimmten Formen *Oxychylus* n. sp. *Xerocampylaea* n. sp. *Clicia* n. sp. lassen auf ein jüngeres Alter der Fundschichten schließen, als jenes der Süßwasserkalke von Leobersdorf (= Zone D). Von limnischen Mollusken tritt nur eine schlanke Melanopsidae vom Typus der Süßwassergattung *Fagotia* in Erscheinung. Alle im Süßwasserkalk von Leobersdorf vorkommenden Melanopsiden fehlen.

Deshalb ist der Schluß naheliegend, daß die Süßwasserkalke beim Richardshof tatsächlich gleichaltrig sind mit den Gipfelkalke des Eichkogels und den Süßwassermergeln darunter, deren Fauna von Wenz und Edlauer 1942 bearbeitet wurde. Aus diesem Grunde ist anzunehmen, daß die Süßwasserkalke vom Richardshof diskordant auf Sedimenten der unteren Congerienschichten liegen.

f) Seit dem von R. Hörnes 1875 veröffentlichten Profil werden in der Folge die Profile vom Richardshof über den Eichkogelgipfel immer in der Form gezeichnet, daß sich das Tertiär gegen das Becken einfallend, an den kalkalpinen Rahmen anlegt. Demgegenüber ist festzustellen, daß die Süßwasserkalke vom Eichkogelgipfel sowie die konkretionären Lagen am Fuße des Eichkogels fast waagrecht liegen, sie fallen nur ganz schwach nach Osten ein. Deshalb sind die Schichten der Sandgrube an der Triester Straße (Zone E) etwa 100 m unterhalb der Terrasse des Richardshofes zu erwarten. Auf der Terrasse liegen Schichten der Zone D, die also älter sind. Es ist daher eine bemerkenswerte Absenkung im Bereich der randlichen Thermenlinie zu suchen.

Die Zeit, in der die Absenkung erfolgte, ist weitgehend einzuengen. Die Sedimente knapp oberhalb der Südbahn am Eichkogel sind in die Zone H zu stellen. Die Transgression dieser Zone griff bis an den Beckenrand vor. Die Terrasse am Richardshof trägt Sedimente der Zone D. Somit ist der Zeitraum der Zone F, vielleicht auch G, gegeben, also die Äquivalente des basalen Teiles der oberen Congerienschichten Ungarns. Die Transgression der Süßwasserkalke entspricht im wesentlichen der Rhomboidea-Transgression Ungarns, wie aus der Ähnlichkeit der Süßwassermergel von Öcs und vom Eichkogel hervorging. (Soweit die Darstellung von Doz. Dr. A. Papp.)

Aus den in den vorhergehenden Unterabschnitten A und B gegebenen Daten ergibt sich mit überzeugender Klarheit die Tektonik der Bruchstufe aus stratigraphischen und tektonischen Erwägungen. Der östlichste Randverwurf soll im folgenden Eichkogelbruch genannt werden; parallele Begleiter desselben, die zwischen diesem und dem mesozoischen Sockel liegen, wurden nicht eigens benannt.

Ausgehend vom Eichkogelbruch läßt sich das Hauptprofil IX gut überblicken; etwa 2 km O vom Eichkogel ist in zwei Bohrungen bei Guntramsdorf die Sarmatoberkante bei etwa 200 m Tiefe angebohrt, die abgesenkte Scholle O des Eichkogelbruches senkt sich also weiter nach Osten ab. West-

lieb des Eichkogelbruches folgt das durch Sarmat und Torton gefüllte Sattelgebiet und noch weiter westlich die in den mesozoischen Sockel eingeschnittene Großform. Auf dem mesozoischen Sockel liegt hier eine dünne, zum Teil unzusammenhängende Haut aus tortonen Konglomeraten verkittet durch Nulliporenwuchs, ferner eine mittelgroße bis feinkonglomeratische Breccie des unteren Pannon (Zone D) und schließlich, gegen den Westrand gerückt, Süßwasserkalke des obersten Pannon (Zone H), die sich mit zum Teil groben Breccien verzahnen. Die bekannte morphologische Großform hat also im Laufe der jungtertiären Geschichte des Wiener Beckens zumindest dreimal sozusagen als Brandungsplattform fungiert (Torton, Mittel- und Ober-Pannon). Es ist daher die „Großform“ nur mit Berücksichtigung dieser Tatsachen in morphologische Folgerungen einzubauen, ebenso das sogenannte daran anschließende „Kliff“.

Es soll noch erwähnt werden, daß auf der Westflanke des Eichkogels, etwa 20 m unter dem Gipfel, ein etwa 1 m mächtiges Band eines Süßwasserkalkes auftritt, der sporadisch eingestreut bis erbsengroße Rollstückchen von Flysch und limonitischem Material enthält, vollkommen gleichend jenem Detritus, welcher im obersten Pannon (H) weiter im Westen auf der Großform auftritt; diese Verbindung ist auf Profil IX durch eine punktierte Linie angedeutet. Ein weiterer Beweis, daß das oberste Pannon nach der absenkenden Bewegung des Eichkogelbruches, diesen überdeckend, sich vom Eichkogel bis zum Maibründl erstreckt hat.

Hauptprofil X' und X'' (Baden) (Tafel V)

Der Auffassung von E. Sueß folgend, ist man bisher der Meinung gewesen, daß Orte des Austrittes warmer Wässer wie Meidling—Mödling—Baden—Vöslau entlang einer Linie gelegen seien, die im Untergrund mehr oder weniger der Verlauf einer Spalte entsprechen würde, welche den heißen Wässern den Weg zur Oberfläche geboten habe. Schon aus dem Vergleich der tektonischen Details des Profiles X' mit IX ergibt sich, daß dies nicht der Fall ist, daß vielmehr der Eichkogelbruch und der Badener Bruch tektonisch verschiedene Elemente sind.

Während im Eichkogelprofil das Ober-Pannon bis hart an den mesozoischen Sockel herantritt, so stößt am Badener Bruch eine mehrere Kilometer breite, flach Ost fallende Torton-Sarmat-Platte gegen das Mesozoikum. Das Mesozoikum selbst dagegen ist hier nicht eine ungegliederte Plattform wie am Richardshof, sondern trägt westlich des Kalvarienberges eine nach N sich heraushebende und nach S sich absenkende Einmündung von Torton. Zwischen dem Badener Bruch und der Einmündung liegt als nach S vorspringender Sporn der Hauptdolomit des Kalvarienberges. Dieser Dolomit-sporn setzt sich noch unter dem Alluvium des Schwechatbaches nach S fort und hier am südlichsten Ende des Sporns, hart am Badener Bruch, ist das Gebiet der Badener Thermen gelegen. Diese Störung, welche eine westliche, hohe, von einer östlichen, abgesenkten Scholle scheidet, wurde beim Bau der Hochquelleleitung deutlich angetroffen. Karrer schreibt (1877, Seite 200): „Hart auf diesem steil abfallenden Fels (Hauptdolomit) ruht nun unmittelbar, ohne irgend eine Vermittlung, mit glänzender Rutschfläche, ganz feiner, fetter, mariner Tegel“ (siehe Tafel V, Stollen V, P. 28).

Vom Kalvarienberg tritt der Badener Bruch nach S in die Ebene hinaus; er scheint das Profil X'' dort zu queren, wo bei der Wegkreuzung nach Soos

in den Ziegelteichen unteres Torton auftritt, jedoch kaum 1200 m weiter östlich am Westhang des Hartberges bereits sarmatische Kalksandsteine in flach nach Ost geneigter Lagerung auftreten¹⁾. Ein ungestörter Anschluß des Sarmats an das Unter-Torton bei Berücksichtigung der bekannten Dicke des oberen Torton scheint uns hier wenig wahrscheinlich; auf den Durchgang einer Störung weisen auch die Beobachtungen von Fuchs (Vh. RA. 1903, S. 239).

Dem Profil X' wurden schließlich noch detaillierte Profilskizzen über die Verhältnisse in den Steinbrüchen des Rauchstallbrunngrabens beigelegt, da hier die litoralen Bildungen des Torton in seltener Klarheit und Größe aufgeschlossen sind und die bisherigen Darstellungen (Schaffer, 1907, 1942, Winkler 1926) immer nur Ausschnitte aus dem Gesamtbild festgelegt haben. Es darf betont werden, daß diese Profilskizzen so orientiert sind, wie der Beschauer sie sieht (Ost links, West rechts), im Gegensatz zu allen übrigen Profilen, die alle Ost rechts, West links orientiert sind. Wir meinen, diese Inkonsequenz im Hinblick auf die leichtere Lesbarkeit der Skizze im Gelände vertreten zu können.

Die durch Schaffer und Winkler gewählte Buchstaben- oder Ziffernbezeichnung markanter Horizonte wurde in unsere Skizzen übernommen.

Wir sind der Meinung, daß das Rauchstallbrunngrabenprofil noch eine ganze Reihe interessanter Fragen zu lösen gibt. Wir weisen in diesem Zusammenhang auf die relativ hohe Lage des Hauptdolomitsockels, der im unteren Bruch zu Tage tritt. Winkler (1926) ordnet die Bildungen der Strandhalde dem Anfang der marinen Transgression zu. Hält man jedoch im Auge, daß über dem „Oberen Bruch“ bei +390 sicher schon die höchsten Tortonbildungen liegen, so darf die Frage der genaueren Altersstellung der Rauchstallbrunngraben—Strandhalden im Rahmen der gesamten Torton-Stratigraphie als eine noch offene bezeichnet werden.

2. Verlauf und Anordnung der Hauptstörungslinien

Bei der Besprechung der einzelnen Profile wurden die Durchgangsstellen der verschiedenen Bruchlinien bereits namentlich erwähnt. Wir möchten jetzt zur Zusammenfassung der Einzeltatsachen auf die Karte (Tafel VII, VI) verweisen und den Verlauf der Brüche im räumlichen Zusammenhang kurz skizzieren.

Der Nußdorfer Bruch

Als Fortsetzung jenes Systems von Brüchen, welche den Westrand des nördlichen Wiener Beckens bilden, übersetzt der Nußdorfer Bruch knapp N von Nußdorf die Donau, ist dann bis zur alten Nußdorfer Linie (Lichtenwerderplatz) markiert durch den Steilabfall entlang der ehemaligen Ziegeleien O der Hohen Warte und Döbling. S der Nußdorfer Linie schwenkt er etwas nach SW, scheint sich aufzuspalten und äußert sich nur mehr in größeren Schottermächtigkeiten. Unter-Pannon ist durch die Absenkungsbewegungen noch versetzt, die Hauptbruchbildung wird also zeitlich danach zu verlegen sein. Jüngere, absinkende Nachbewegungen haben sicher länger angedauert, da die Schotter, welche im tektonischen Schatten entlang dem Bruch angereichert sind, dem würmeiszeitlichen Stadt-Simmering-Nivean angehören.

¹⁾ Am Ostfuß des Hartberges wurden 1950 anlässlich des Baues des Hörmbachkanales etwa 250 m SO der Oetker-Fabrik mittelpannone Tone angetroffen, wodurch das nach O fallende Packet um ein weiteres, hier ungestört sich anschließendes Element erweitert wurde. Die Lage dieses Pannon-Vorkommens ist auf Profil X'' nicht mehr, wohl dagegen auf Tafel VI vermerkt. Die Übersichtskarte (VII) enthält die Ergänzung nicht mehr.

Ein schon 1926 vermuteter Verwurf, der lotrecht auf dem Verlauf des Nußdorfer Bruches steht, ist nach neueren Daten bestätigt und dürfte sich bis zum Brauhaus Grinzing fortsetzen (siehe Fuchs, Jb. GRA. 1875, Brunnen Nr. 108, 112, 114, 115, 116).

Der Leopoldsdorfer Bruch

Nicht in der direkten Fortsetzung des Nußdorfer Bruches gelegen, aber doch wohl im weiteren Sinne die Funktion jener Brüche übernehmend, die den Westrand des nördlichen Wiener Beckens bilden, zieht sich der Leopoldsdorfer Bruch als an der Oberfläche kaum merkbare, doch im Bau des Untergrundes sehr ausgesprochene Bruchstufe vom 3. Bezirk über Leopoldsdorf nach SSW. Er ist bereits seit der Darstellung in der Geologie von Österreich (1942) näher bekannt. Mittel-Pannon ist nach O abgesenkt, doch sind am Johannesberg die Laaerbergsschotter (Altpleistozän) auch noch verstellt. Die Tatsache, daß die Mächtigkeiten schon in der Mio-Pliozän-Serie westlich und östlich des Bruches deutlich verschieden sind, weist darauf hin, daß der Bruch durch lange Zeit Gebiete mit verschiedener Senkungstendenz geschieden hat.

Der Dornbacher Verwurf

Wie schon bei Profil III erläutert, ist diese Störung fast lotrecht auf den alten Beckenrand gestellt und dürfte sich in das Pannon nicht mehr fortsetzen; ob dieses den Verwurf übergreifend zudeckt, oder der Sprung wegen geringer Reichweite nur ausklingt, läßt sich nicht entscheiden.

Der Verwurf am Flötzersteig

Diese Störung, nur über kurzen Abstand erkennbar, versetzt vermutlich Sarmat-Schotterbildungen direkt gegen den Flysch des Beckenrandes. Eine nähere Ableitung des Altors ist nicht möglich.

Der Eichkogel-Bruch

Im Detail schon bei den Profilen VIII und IX besprochen, muß für seinen Verlauf auf Tafel VI verwiesen werden. Auf der Höhe der Brunner Brauerei ist er ein scharfer Sprung; am Eichkogelsattel hat er sich schon in mindest zwei Äste aufgelöst; von hier verläßt der östliche Ast den Kalkalpenrand und zieht unter Beibehaltung seiner Richtung hinaus in die Ebene. Es stellte sich heraus, daß die schon seit Fuchs und Karrer (Jb. 1870), Fuchs (Vh. G. R. A. 1871) und Bittner (Vh. G. R. A. 1885) bekannten ziemlich weit draußen in der Ebene gelegenen Tortonaufschlüsse, die abrupt gegen Pannon angrenzen, der westlichen, höheren Scholle angehören, die dann eben durch den Eichkogelbruch scharf gegen das Pannon absetzt. Eine wichtige Bestätigung hierfür war die Bohrung Klinger, Gumpoldskirchen 1949, die bis zu 120 m Tiefe im Torton blieb, sowie ein neuer Aufschluß O des Wiener Neustädter Kanales. Es ergibt sich, daß der Bruchverlauf zwischen Eichkogelsattel und Gumpoldskirchen nicht geradlinig ist; das gebotene Bild muß als Interpretation angesehen werden, die noch ausgebaut werden soll. Besonders die Stellung des westlich von Traiskirchen angenommenen Begleiters, der das Verspringen des Sarmat von der Mohrmühle (W Traiskirchen) gegen das Torton am Ostausgang von Tribuswinkel erklären soll, ist einer detaillierten Ausarbeitung wert.

Die zeitliche Stellung des Eichkogelbruches konnte mit seltener Klarheit paläontologisch festgelegt werden als nach Mittel-, doch vor Ober-Pannon.

Der Badener Bruch

Mit ähnlichem Verlauf wie der Eichkogelbruch, aber um 5 km weiter nach SW versetzt, tritt der Badener Bruch, möglicherweise schon im Mesozoikum des Einödgebietes verankert, am Osthang des Badener Kalvarienberges nach S in die Ebene hinaus. Der Dolomitsporn, den er nach O begrenzt, ist der Träger der Baderer Thermen. Weiter ist sein langsam nach SSW abschenkender Verlauf gegeben: durch das Aneinanderrücken von Sarmat und Untertorton im Profil X; durch die Annäherung bis auf wenige 100 m von Sarmat und Untertorton beim Bahnhof Vöslau; schließlich wird der durch C. A. Bobies erkannte Bruch in der Ziegelei Wagram bei Leobersdorf dem selben Bruch angehören; hier grenzt Pannon an Torton. Ist der Badener Bruch nach S sicher bis Leobersdorf verfolgbar, so muß weiter darauf hingewiesen werden, daß westlich des Anninger, am Ostrande des Gaadener Beckens, sich eine ganze Reihe von Sprüngen beobachten lassen, welche bis zur Langeram-Störung eine dem Badener Bruch sehr ähnliche Streichrichtung haben. Obwohl die Brüche am Ostrand des Gaadener Beckens eine andere Absenkungstendenz (West tief, Ost hoch) als der Badener Bruch (West hoch, Ost tief) haben, so könnten sie doch demselben, im kalkalpinen Untergrund verankerten Beanspruchungsplan ihr Entstehen verdanken. Die Verhältnisse in Leobersdorf weisen darauf hin, daß der Badener Bruch hier noch Pannon versetzt; ob diese Altersbestimmung auch für die übrigen Teile gilt, ist nicht zu sagen.

3. Übersicht

Nochmals möchten wir auf die Karte (Tafel VII) verweisen und vor allem betonen, worin sich unser heutiges Bild von jenem unterscheidet, das wir aus der klassischen Zeit übernommen haben. Nach dem letzteren begrenzt eine „Thermenlinie“ in durch stumpfe Winkel geknicktem Verlauf den Alpenabbruch. Einer dieser stumpfen Winkel ist das „ausspringende“ Eck am Eichkogel, wo die NNW—SSO-Richtung des Gebirgsrandes sich ändert in NNO—SSW; ein „einspringendes“ Eck ist die Bucht von Baden, wo die NNO—SSW-Richtung sich wieder in die NNW—SSO-Richtung ändert.

Während also früher eine mehrfach geknickte Linie als die Abbruchlinie angesehen wurde, müssen wir heute betonen, daß es verschiedene Bruchlinien sind, die mit ungefähr gleicher Richtung, aber parallel zueinander, aus dem Kalkalpenkörper heraustreten. Die ehemalige stumpfwinkelig gebrochene Linie entsteht in unserem Raume dadurch, daß echte Abbruchränder (NNW—SSO streichend) mit sedimentären Auflagerungsrändern, die zwischen zwei parallelen Brüchen liegen, miteinander abwechseln.

Wir sind also nicht in der Lage, von einer Abbruchlinie zu sprechen; wohl vom Eichkogelbruch und vom Badener Bruch, die beide in ihrer Art zur Ausgestaltung des Bruchrandes beigetragen haben.

Im großen Zusammenhang gesehen, scheint uns besonders hervorliebenswert, daß Badener, Eichkogel- und Leopoldsdorfer Bruch alle drei fast den gleichen Verlauf und auch die gleiche Absenkungstendenz haben. Immer

ist es die östliche Scholle, die tiefer liegt als die westliche, so daß sich ein nach Osten in breiten Stufen erfolgendes Absinken zum Zentrum des Wiener Beckens ergibt.

Ein weiterer Zug scheint beachtlich: Entlang dem Westrand des Leopoldsdorfer Bruches ist durch Bohrungen und Geophysik eine Zone festgelegt, wo der Untergrund höher angetroffen ist als weiter westlich; auf diese „Achauer Hochzone“ ist 1942 bereits hingewiesen.

Nun ist das Anningergebiet im Westen am Rand des Gaadener Beckens durch Brüche begrenzt, im Osten durch den Eichkogelbruch; betrachtet von der Seite der im Gaadener Becken nach Osten sanft einsinkenden Tortonschotter ist es also ein sehr ausgesprochenes Hochgebiet, welches wohl tiefer erodiert, doch in seiner Stellung dem Oberlaa-Achauer Hochgebiet entsprechen mag. Dadurch ergibt sich nicht nur das Bild einer groß angelegten Bruchterrasse, sondern an den jeweiligen östlichen Kanten der Terrasse scheint sich diese zu „Hochgebieten“ aufzuwölben. Längseinsenkungen, wie die Vösendorfer Mulde und vielleicht das Gaadener Becken, scheinen sich in dieses Schema zu fügen.

Zur Erläuterung dieser Tatsachen soll hier noch auf das generelle Querprofil durch den Westrand des Wiener Beckens gewiesen werden. Auf Tafel VIII wurden zur Darstellung der historischen Entwicklung eine Reihe von älteren Profilen über das heutige gestellt, um die Anpassung der gedanklichen Durchdringung an die tatsächliche Situation seit dem Jahre 1831 zu zeigen. Es darf darauf hingewiesen werden, daß das heutige Bild unter bewußter Aufopferung von Details in gleichem Höhen- und Längenmaßstab gehalten ist. Dies ist n. E. eine unerläßliche Vorbedingung, um den psychologischen Faktor einigermaßen zu kompensieren, welcher darin gelegen ist, daß Höhen gegenüber Längen stets überbewertet werden.

Aus der Gegenüberstellung der Profile von 1862, 1928 und 1950 ergibt sich die Entwicklung unserer Erkenntnis, die dahingehend umschrieben werden kann, daß sich in die ursprünglich das Becken ungestört ausfüllend gedachten tertiären Schichten immer deutlicher die tektonischen Züge einfügen. In diesem Sinne nimmt das Profil von Fuchs 1873 Erkenntnisse prinzipiell vorweg, die sich erst später durch Tatsachen näher belegen ließen.

Die Linienführung des heutigen Profils ist so einfach, daß wir nur wenig als Erläuterung hinzufügen möchten:

Wenn man das schrittweise in Stufen sich vollziehende Absinken vom Gaadener Becken zu der mitteltiefen Randstufe zwischen Eichkogel und Achau und schließlich zum tiefsten Beckenteil O des Leopoldsdorfer Bruches betrachtet, so ergibt sich für uns kein Grund, das Gaadener Becken vom Wiener Becken irgendwie abzutrennen; es scheint nur der flachste am weitesten nach W vorgeschobene Teil desselben (gewesen) zu sein.

Natürlich ist es durch die Anninger-Barriere heute vom Hauptbecken getrennt. Wir unterstreichen mit A. Winkler-Hermaden die Tatsache, daß die Nulliporen-Konglomerate O des Richardshofes und am Ausgang des Prießnitztales fast zur Gänze aus Flyschgeröllen bestehen. Es weist dies u. E. auf einen engen Zusammenhang dieser Sedimente mit gleichartigen W des Anningers. Auch wir halten dies als Argument dafür, daß die heutige Herauswölbung des Anningers doch nach Torton entstanden sein dürfte; wahrscheinlich fällt sie in den Zeitraum Ober-Torton bis Vor-Mittelpannon.

Bei der Detailbesprechung des Eichkogelbruches ergab sich, daß an dieser Stelle eine energische Bewegung zwischen Mittel- und Ober-Pannon stattgefunden haben muß. Für den Leopoldsdorfer Bruch ergibt sich eine deutliche Verstellung des Mittelpannon mit Nachbewegungen bis ins Altpleistozän. Obwohl dadurch die Bewegung entlang den genannten Bruchflächen in enger begrenzten Zeiträumen ein Maximum an Intensität erreicht haben mag und diese Zeiten bestimmten allgemein anerkannten Phasen zugerechnet werden, bleibt doch auch die Tatsache zu beachten, daß die Mächtigkeit des Tertiär auf der Achauer Hochscholle geringer ist als westlich und östlich davon. Auch der Anningerscholle mag eine gewisse länger dauernde Hebungstendenz zugesprochen werden, wie aus der sich seit dem Torton abzeichnenden, zunehmenden Abriegelung des Gaadener Beckens gegen das Wiener Becken hervorgeht. Hieraus möchten wir für unser Gebiet nicht auf eine allzuspitze zeitliche Phasengebundenheit der tektonischen Bewegungen schließen, eher auf eine dauernde Bereitschaft zu denselben, wobei die Auslösung der Bewegungen in bestimmten Gebieten fast stetig über größere Zeiträume verteilt vor sich gehen kann, in enger begrenzten, tektonisch besonders vorgezeichneten Zonen dagegen schärfer ablesbar ist und hier sich leichter in das gangbare Bild der Phasenfolge einfügt. Das räumliche Nebeneinander von einerseits über einen größeren Zeitraum sich integrierenden Bewegungen kleinen Ausmaßes und andererseits in kleinem Zeitraum zusammengedrängten Bewegungen mit größeren Vertikalkomponenten ist aus dem Gesamtbild des Profils (Tafel VIII) ersichtlich.

4. Literatur

Hauptprofil I (Bellevue—Heiligenstadt)

- Fuchs Th. u. Karrer F.: Geol. Studien 14: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — Jb. G. R. A., 1870, S. 131.
- Fuchs Th. u. Karrer F.: Geol. Studien 21: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — Jb. G. R. A., 1875, S. 19.
- Hoernes R.: Die vorpontische Erosion. — Sitzungsab. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. 1, Bd. 109, 1900, S. 811.
- Karrer F.: Der neue Einschnitt an der Straße von Ober- nach Unterdöbling. — Verh. G. R. A., 1871, S. 117.
- Karrer F.: Über ein fossiles Geweih vom Rentier aus dem Löß des Wiener Beckens. — Verh. G. R. A., 1879, S. 149.
- Karrer F.: Geol. Studien 11: Die neuen Kanalisierungen im 19. Bezirk. — Jb. G. R. A., 1899, S. 493.
- Küpper-Bobies: Zwei Wiener Tertiär Profile. — Verh. G. B. A., 1926, S. 187.
- Küpper-Bobies: Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. — Verh. G. B. A., 1927, S. 213.
- Nehring A.: Fossilreste kleiner Säugetiere aus dem Diluvium von Nußdorf bei Wien. — Jb. G. R. A., 1879, S. 475.
- Peters C.: Das Vorkommen kleiner Nager und Insektenfresser im Löß von Nußdorf bei Wien. — Verh. G. R. A., 1863, S. 119.
- Schaffer F. X.: Geologie von Wien. 1904, S. 148.
- Schaffer F. X.: Geol. Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. — Verh. G. R. A., 1907, S. 223.
- Schaffer F. X.: Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. — Verh. G. B. A., 1927, S. 88.
- Stur D.: Vorlage der Säugetierreste von Heiligenstadt bei Wien. — Verh. G. R. A., 1872, S. 168.
- Stur D.: Ein Beitrag zur von Riebhofen'schen Lößtheorie. — Verh. G. R. A., 1872, S. 184.
- Toula F.: Abrasionsflächen am Rande des Kahlenberges bei Wien. — Verh. G. R. A., 1902, S. 339.

- Toula F.: Die Kreindl'sche Ziegelei in Heiligenstadt-Wien. — Jb. G. R. A., 1906, S. 169.
 Wolf H.: Die Knochenreste von Heiligenstadt bei Wien. — Verh. G. R. A., 1872, S. 121.

Hauptprofil II (Pötzleinsdorf—Döbling)

- Bittner A.: Daten über zwei neue Brunnenbohrungen. — Verh. G. R. A., 1892, S. 214.
 Diener C.: Wien, sein Boden und seine Geschichte. — Wien 1924, S. 11.
 Karrer F.: Geol. Studien 21: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — Jb. G. R. A., 1875, S. 61.
 Küpper-Bobies: Zwei Wiener Tertiär Profile. — Verh. G. B. A., 1926, S. 187.
 Rosiwal A.: Zur Fauna der Pötzleinsdorfer Sande. — Jb. G. R. A., 1893, S. 81.

Hauptprofil III (Ottakring—Augarten)

- Abel O.: Über einige artesische Brunnenbohrungen in Ottakring. — Jb. G. R. A., 1897, S. 479.
 Czjzek J.: Mikroskopische Untersuchung der Schichten im Bohrbrunnen. — Haid. Ber., VI., 1850, S. 23.
 Hoernes M.: Artesischer Brunnen am Schottenfeld. — Haid. Ber., V., 1849, S. 128.
 Kittl E.: Fossilien aus dem neogenen Sande von Ottakring. — Verh. G. R. A., 1888, S. 94.
 Sueß E.: Boden der Stadt Wien. — 1862, S. 154.
 Tauber A. F.: Ein Aufschluß an der Grenze zwischen Sarmat und Pannon im 17. Wiener Gemeindebezirk. — Verh. G. B. A., 1939, S. 205.
 Waagen L.: Die Tiefbohrung Engelmann in Hernals. — Jb. G. B. A., 1935, S. 287.

Hauptprofil IV (Flötzersteig—Reichsbrücke)

- Bittner A.: Daten über zwei neue Brunnenbohrungen. — Verh. G. R. A., 1892, S. 214.
 Czjzek J.: Erl. zur geogr. Karte der Umgebung Wiens. — 1849, S. 45.
 Fuchs T.: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — Jb. G. R. A., 1875, S. 47.
 Grave H.: *Mactra podolica* u. *Cardium obsoletum* im Brunnen des Bauplatzes Nr. 7. — Verh. G. R. A., 1888, S. 163.
 Grave H.: Notizen über Brunnengrabungen in Rudolfsheim und Unter-Meidling. — Verh. G. R. A., 1889, S. 274.
 Haidinger W. v.: Bruchstück eines Elefantenzahns von den Ausgrabungen vor dem alten Kärntner-Tor. — Verh. G. R. A., 1865, S. 141.
 Karrer F.: Mammutreste im Inneren der Stadt Wien. — Verh. G. R. A., 1872, S. 233.
 Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 339.
 Schaffer F. X.: Geologie von Wien. — 1904—06, S. 61, 99.
 Sueß E.: Boden von Wien. — 1862, S. 264.
 Wolf H.: Die Brunnenbohrung ... in Rudolfsheim. — Verh. G. R. A., 1869, S. 84.
 Wolf H.: Neue geologische Aufschlüsse in der Umgebung von Wien durch die gegenwärtigen Eisenbahnarbeiten. — Verh. G. R. A., 1870, S. 142.
 Wolf H.: Brunnenprofile im Wiener Bahnhof der Kaiserin Elisabeth-Westbahn. Verh. G. R. A., 1871, S. 74.

Hauptprofil V (Lainz—Stadionbrücke)

- Fuchs Th.: Überfluviale Wiener Sandsteingeschiebe vom Alter des Belvedere-Schötters. — Verh. G. R. A., 1871, S. 204.
 Hauer, C. v.: Der artesischer Brunnen in Gaudenzdorf. — Verh. G. R. A., 1877, S. 135.
 Hauer, F. v.: Über die bei der Bohrung des artesischen Brunnens im Bahnhofs der Wien—Rasber Eisenbahn in Wien durchfahrenen Tertiär-Schichten. — Haid. Ber., I/1847, S. 201.
 Hoernes R.: Belvederefauna und Arsenalterrasse. Verh. G. R. A., 1904, S. 101.
 Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 334.

Küpper H.: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. Anz. Öst. Akad. Wiss. 1950 (im Druck).

Tauber A. F.: Studien im Sarmat und Pannon des Königberg-Gloriettenbergzuges in Wien. — Verh. G. B. A., 1939, S. 161.

Tauber A. F.: Lithogenetische Untersuchungen an den Grenzschichten von Sarmat und Pannon am Südrand von Wien. — Verh. G. B. A., 1939, S. 260.

Toula F.: Süßwasserablagerungen mit Unionen in der Neulinggasse. — Verh. G. R. A., 1885, S. 390.

Toula F.: Die Brunnentiefbohrungen der Staatseisenbahngesellschaft. — Verh. G. R. A., 1913, S. 239.

Troll, O. v.: Elephas primigenius Blumb. im Löß v. Kledering bei Wien. — Verh. G. R. A., 1904, S. 244.

Winkler-Hermaden A.: Exkursion auf den Laaerberg. — Führer zur Tagung D. Geol. Ges. Wien, 1928.

Hauptprofil VI (Liesing, Mauer)

Haberlandt G.: Über Testudo praeceps n. sp., die erste fossile Landschildkröte des Wiener Beckens. — Jb. G. R. A., 1876, S. 243.

Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 323.

Karrer F.: Über das Verhältnis der Congerenschichten zur sarmatischen Stufe bei Liesing. — Jb. G. R. A., 1868, S. 273.

Kunz F.: Eine Studie über Mauer bei Wien (Referat). — Verb. G. R. A., 1880, S. 153.

Stini J.: Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. — Jb. G. B. A., 1938, S. 35.

Stur D.: Neogenpetrefakten aus einem Steinbruch von Kalksburg. — Verh. G. R. A., 1873, S. 91.

Toula F.: Eine marine Fauna aus Mauer bei Wien. — N. Jb., I/1893, S. 97.

Toula F.: Über eine neue Krabbe aus dem miocänen Sandsteine von Kalksburg bei Wien. — Jb. G. R. A., 1904, S. 161.

Toula F.: Die Tiefbohrung bis 600 m Tiefe ... in Liesing bei Wien. — Nova Acta 100/1914.

Hauptprofil VII (Brunn am Gebirge)

Beck-Managetta P.: Geol. Beobachtungen in der Gießhübler Mulde. — Akad. Anz., 8, 1947.

Fuchs-Karrer: Brunnen in der sarmatischen Stufe in Brunn am Walde bei Mödling. — Jb. G. R. A., 1870, S. 137.

Fuchs Th.: Geologische Untersuchungen im Tertiärbecken von Wien. — Verh. G. R. A., 1870, S. 250.

Fuchs Th.: Die Verhältnisse des Leitha-Conglomerates zum marinen Tegel bei Perchtoldsdorf. — Verh. G. R. A., 1871, S. 331.

Fuchs Th.: Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens ... — Jb. G. R. A., 1872, S. 318.

Grengg P. und Witek F.: Kleine Beiträge zur Geologie der Umgebung von Perchtoldsdorf. — Verh. G. R. A., 1913, S. 420.

Karrer F.: Über die Tertiärbildungen in der Bucht von Perchtoldsdorf bei Wien. — Jb. G. R. A., 1868, S. 569.

Karrer F.: Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalke. — Jb. G. R. A., 1871, S. 67.

Karrer F.: Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalke. — Verh. G. R. A., 1871, S. 209.

Karrer F.: Ein geologisches Profil aus der Bucht von Perchtoldsdorf. — Jb. G. R. A., 1873, S. 117.

Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 286—294.

Koch G. A.: Über einige der ältesten und neuesten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. — Inaug. Rede. 1907.

Stur D.: Beiträge zur Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens. — Jb. G. R. A., 1870, S. 318.

Thenius E.: Säugetierfauna von Brunn-Vösendorf. — Verh. G. B. A., 1948, S. 114.

G. Toth: Das Torton von Perchtoldsdorf. — Annalen Nat.-Hist. Mus., Bd. 56, Wien 1948, S. 400.

Winkler E.: Tortonfauna aus einem neuen Aufschluß bei Wien-Perchtoldsdorf. — Ber. R. f. B., 1942, S. 103.

Wolf H.: Eine Brunnengrabung in Perchtoldsdorf. — Verh. G. R. A., 1859, S. 32.

Hauptprofil VIII (Mödling)

Fuchs-Karrer: Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalke. — Jb. G. R. A., 1871, S. 67.

Karrer F.: Über die Lagerung der Tertiärschichten am Rande des Wiener Beckens bei Mödling. — Jb. G. R. A., 1863, S. 30.

Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. Kap. 13. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 264.

Paul K. M.: Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Randbildungen des Wiener Beckens. — Jb. G. R. A. 1864, S. 391.

Toula F.: Eine Brunnenbohrung ... in Mödling bei Wien. — Verh. G. R. A., 1915, S. 187.

Vacek M.: Über einen Unterkiefer von *Aceratherium cf. minutum* Kaup aus Congerenschichten bei Brunn am Gebirge. — Verh. G. R. A., 1884, S. 356.

Hauptprofil IX (Eichkogel)¹⁾

Bobies C. A. und L. Kolbl: Erläuterungen z. geol. Karte der Umgebung von Wien, 1928.

Fuchs Th.: Über ein neuartiges Vorkommen von Congerien-Schichten bei Gumpoldskirchen. — Jb. G. R. A., 1870, S. 128.

Hoernes R. in Fuchs Th. und Karrer F.: Geologische Studien in der Tertiärbildung des Wiener Beckens. — Jb. R. A., 1875, S. 1.

Karrer F.: Hochquelleitung, Kap. XII. — Abt. f. R. A. IX/1877.

Küpper H.: Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. — Sitzungsab. Akad. Wiss. 136/1927, S. 1.

Küpper-Bobies: Das Tertiär am Ostrand des Anninger. — Jb. G. B. A., 1927, S. 1.

Richardz St.: Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. — Jb. G. B. A., 1921, S. 51.

Schlosser M.: Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling G. R. A., 1907, S. 753.

Siokenberg O.: Über den Wert von Wirbeltierresten für die Stratigraphie des Tertiärs. — Mitt. Geol. Ges. 1935, S. 137 (142).

Tanber A.: Bedeutung rezenter, mariner und limnischer Geröllwanderung ... mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens. — Jb. Reichsst. f. Bodenf., 1940, Bd. 61, Berlin.

Toula F.: Aufschlüsse in den Schichten ... am Westabhang des Eichkogels zwischen Mödling und Gumpoldskirchen. — Jb. 1875, S. 1.

Toula F.: Über Congerien- und Melanoprisschichten am Ostfuß des Eichkogels bei Mödling — Jb. G. R. A., 1912, S. 53.

Toula G.: Eine Brunnenbohrung ... in Mödling bei Wien. — Verh. G. R. A., 1915, S. 187.

Wenz-Edlauer: Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, Wien. — Arch. f. Molluskenk. 74/1942, S. 82.

Wiche K.: Der Eichkogel und die Strandformen am Ostabfall des Anninger. — Geogr. Jahresber. 23/1949, S. 146.

Hauptprofil X (Baden)

Bittner A.: Diluvialer Süßwasserkalk von Baden. — Verh. G. R. A., 1885, S. 183.

Bittner A.: Über einen Aufschluß von sarmatischen Schichten bei Pfaffstätten. — Verh. G. R. A. 1885, S. 232.

¹⁾ Für eine neuere, ganz kurze Orientierung mit Literaturhinweisen über das Gaadener Becken verweisen wir auf:

Toth G.: Kurze Mitteilung über eine Fauna aus dem Gaadener Becken. — Sitzungsab. Akad. Wiss. Wien, Nov. 1939.

Toth G.: Das Torton der Gaadener Bucht. — *Palaeobiologica* 7, 1942.

- Bobies C. A.: Quarzgerölle in den marinen Sedimenten der östlichen Triestingbucht. — Anz. Akad. Wiss. 1928/1, S. 2.
- Bobies C. A.: Geol. Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. — Anz. Akad. Wiss., 1928/19, S. 235.
- Boue A.: Über die Verbreitung der Thermalwässer zu Vöslau bei Wien. — Verh. G. R. A., 1872, S. 113.
- Büdel J.: Die morpholog. Entwicklung des südl. Wiener Beckens und seiner Umrandung. — Berl. Geogr. Arb. 4/1933.
- Fuchs Th.: Zur Leithakalkfrage. — Verh. G. R. A., 1871, S. 327.
- Fuchs Th.: Über den sogenannten Leithakalk von Möllersdorf. — Verh. G. R. A., 1871, S. 330.
- Fuchs-Karrer: Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalk. — Jb. G. R. A., 1871, S. 66 (95).
- Fuchs Th.: Über einige neue Beobachtungen in den Ziegeleien von Baden und Vöslau. Verh. G. R. A., 1903, S. 239.
- Handmann R.: Zur Süßwasserkalk-Ablagerung in Baden. — Verh. G. R. A., 1885, S. 391.
- Hoernes R.: Zur Leithakalkfrage. — Jb. G. R. A., 1875, S. 7.
- Karrer F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. G. R. A., IX/1877, S. 130, 141, 162, 184, 199.
- Karrer F.: Über das Vorkommen von Ligniten ganz junger Bildung im Untergrund von Baden. — Verh. G. R. A., 1884, S. 18.
- Karrer F.: Geologische Studien 8: Die elektrische Bahn Baden—Vöslau. — Jb. G. R. A., 1895, S. 71.
- Knett J.: Geologie von Vöslau. — Festschrift 1926.
- Koch G. A.: Zum Studium der geologischen Verhältnisse des Untergrundes von Baden. — Intern. Mineralquellenztg. 1903, Nr. 69.
- Küpper H.: Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. — Sitzungsb. Akad. Wiss. 136/1927, S. 1.
- Küpper-Bobies: Das Tertiär am Ostrande des Anninger. — Jb. G. B. A., 1927, S. 1.
- Reuss: Zur Kenntnis der Verhältnisse des marinen Tegels zum Leithakalk im Wiener Becken. — Verh. G. R. A., 1871, S. 192.
- Schaffer F. X.: Über einen Brunnen auf dem Mitterberge in Baden bei Wien. — Verh. G. R. A., 1907, S. 265.
- Schaffer F. X.: Das inneralpine Becken der Umgebung von Wien. — Slg. geol. Führer, Bd. 12, 1907, S. 10, Borntraeger Berlin.
- Stur D.: Beiträge zur Kenntnis der stratigr. Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens. — Jb. G. R. A., 1870, S. 303.
- Waagen L.: Die Thermalquellen der Stadt Baden in NÖ. — Z. f. prakt. Geol. 22/1914, S. 84.
- Winkler A.: Die Lagerungsverhältnisse im Steinbruch des Rauchstallbrunngrabens bei Baden. — Verh. G. B. A., 1925, S. 72.
- Wolf H.: Bohrproben aus dem artesischen Brunnen an der Eisenbahnstation in Vöslau. — Verh. G. R. A., 1864, S. 57.
- Wolf H.: Die Dolomitbreccie und der Amphistegenton von Baden bei Wien. — Verh. G. R. A., 1868, S. 167.

Neuere Literatur allgemeiner Art

- Hassinger H.: Boden und Lage Wiens. — Wr. Geogr. Studien, 1946.
- Janoschek R.: Das inneralpine Wiener Becken. In F. X. Schaffer, Geologie d. Ostmark, 1942.
- Koher L.: Wiener Landschaft. — Wr. Geogr. Studien, 1947.
- Papp A.: Gliederung der Congerienschichten. — Anz. Öst. Akad. Wiss. Okt. 1948.
- Papp A.: Fauna und Gliederung des Sarmat im Wiener Becken. — Anz. Öst. Akad. Wiss. 1949.
- Pia-Sickenberg: Vertebratenkatalog. — Denkschr. Nat. Hofmus. 1934.
- Suess F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Zeitschr. D. Geol. Ges., Bd. 81, 1929.
- Winkler-Hermaden A.: Der kalkalpine Randsaum des südl. inneralpinen Wiener Beckens. — In F. X. Schaffer, Geologie d. Ostmark, 1942.

Zweiter Abschnitt:

Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze

Dr. E. J. Zirkl

1. Einleitung

F. E. Suess erwähnt in seiner auf fast alle damals bekannten wesentlichen Züge der Geologie der Landschaft von Wien eingehenden Arbeit aus dem Jahre 1928 das Vorkommen von Eruptivgesteinen an der Kalkalpen-Flyschgrenze nicht; und zwar mit Recht, denn bis dahin lagen nur eine kurze Notiz aus dem Jahre 1897 von E. W. v. Hochstetter (20), eine 1914 von A. Spitz (1. u. 2) und zwei Arbeiten von R. Grengg (23 u. 24) 1914, bzw. 1922 vor. Kurz nach der Studie von F. E. Suess gaben die Aufschlüsse beim Bau des Lainzer Hochbehälters Einblick in einen Blockstrom, der eine ganz erstaunliche Vielfalt von Eruptivgesteinstypen führte, die nach genauer Untersuchung auch vom petrographischen Standpunkt durchaus bemerkenswert schienen.

Die hierüber vorliegende Gesamtdarstellung von A. Köhler und A. Marchet (6) gibt ein auch heute noch vollständiges Bild; trotzdem schien es erwünscht, diese in die Darstellung des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens wiederum einzubeziehen, weil heute weitere Neufunde vorliegen und weil sich heute die geologische Deutung der Einzeltatsachen in der Art des geologischen Auftretens besser überblicken läßt. Schließlich auch, weil die Eruptivgesteine am Kalkalpen-Flyschrand westlich des Donaulaufes in diesem geographisch dem Alpenkörper zugerechneten Teil als Charakterzüge zu werten sind, welche karpatische Anlagen ankündigen, aber doch auch auf viel weiter im Westen gelegene Züge hinweisen.

Im folgenden werden über Lokalitäten, Art des Auftretens und Altersstellung der Vorkommen Daten gebracht, sofern die Darstellung von Köhler-Marchet heute ergänzt werden kann.

2. Die Vorkommen

Die Zahl der Vorkommen ist inzwischen auf über 30 angewachsen, so daß es schon allein aus diesem Grunde angezeigt erscheint, sie in einer geschlossenen Arbeit darzustellen. Sie liegen alle an der Überschiebungslinie der Klippendecke auf die Flyschzone oder in ihrer unmittelbaren Nähe. Eine Ausnahme bildet nur der Pikritgang in der Spiegelgrundstraße, der mitten in Gesteinen der Seichtwasserkreide, also in der Klippendecke selbst, liegt. Die auf sekundärer Lagerstätte in den obertortonen Blockschottern eingebetteten Eruptivgesteine dürfen in diese Betrachtung natürlich nicht einbezogen werden.

Die beigegebene Literaturliste dürfte alle auf diesem Gebiete veröffentlichten Arbeiten enthalten. Im folgenden werden nur diejenigen Vorkommen genauer besprochen, über die bisher noch keine Publikationen vorliegen. Die Tafel VI gibt einen Überblick über die Lage aller Vorkommen, soweit sie heute in diesem Maßstab darstellbar waren.

Den meisten Gesteinsbeschreibungen wurden Mengenverhältnisse der Bestandteile in Volnmsprozent beigegeben. Diese Zahlen sind natürlich mit Vorsicht aufzunehmen, da ein derartig schlechter Erhaltungszustand der meisten Gesteine und die vollkommene Pseudomorphosierung der wichtigsten

Mineralien einer genauen optischen Analyse große Schwierigkeiten entgegenstellen. So müssen alle Angaben mit einer Fehlergrenze von ± 3 Vol.-% (für die Hauptbestandteile) aufgefaßt werden. Diese Volumszahlen wurden durch Auszählen der Bestandteile mit einem Mikrometerokular an entsprechend langen Linien gewonnen und zu dem Zweck angegeben, um Verwandtschaften besser aufzeigen zu können, was bei den Vorkommen von Lainz bis zum Satzberg doch gelungen zu sein scheint.

1. Pikritblock von den Überlanden bei Glashütten (westlich Alland)

Das bisher westlichste Vorkommen eines basischen Erguß- oder Ganggesteines wurde von A. Spitz auf seiner geologischen Karte (2) eingetragen. Trotz wiederholten Suchens gemeinsam mit H. Küpper und Ch. Exner konnte es nicht wiedergefunden werden, obwohl A. Spitz (1) die Stelle ziemlich genau angibt (Seite 33). Glücklicherweise gibt P. Solomonica (3, Seite 75) eine kurze Gesteinsbeschreibung, aus der hervorgeht, daß ein vollkommen zersetztes basisches Gestein aus Chlorit, Kalkspat und Quarz (sicherlich aus Olivin, Augit oder Hornblende hervorgegangen) neben den Akzessorien Apatit und Titanit vorlag.

Der Fundort liegt nach Spitz genau an der Überschiebungslinie der Kalkalpen auf den Flysch.

2. Pikritblöcke aus dem Pöllatal südlich Glashütten (bei Alland)

In dem von Glashütten zum Pöllahof hinaufziehenden Graben wurde durch H. Küpper im Sommer 1949 etwa 400 m S vom Nordende des Grabens im Untergrund des Fahrweges ein großer Block eines grünen Pikritgesteins gefunden (Fundstelle I); etwa 100 m weiter S liegen im Untergrund des Wiesenweges bis faustgroße Pikrit- und Basaltbrocken (Fundstelle II). An dem unmittelbar östlich anschließenden Hang stehen noch quarzitisches Flyschsandsteine an (Laaber-Sandsteine?), etwa 100 m höher am Hang sind jedoch schon Kieselkalke, Fleckenmergel und dünn gefaserte Tithonkalke, also der kalkalpine Rand. Nach diesem Befund liegt der Pikrit im Flyschgestein etwa 50—80 m vom Kalkalpenrand, vorausgesetzt, daß die nicht abgerollten Stücke nicht weit von ihren Fundstellen im Untergrund anstehen.

Obwohl am Hang stellenweise grobe Quarzkonglomerate in Blöcken herumliegen, die wohl dem Cenoman zuzurechnen sind, besteht kein Zweifel, daß unser Pikrit nicht eine gerollte Komponente eines Konglomerates sein kann. Dies muß festgehalten werden, da Solomonica (3, Seite 83) unter den exotischen Geröllen der Gosau ein „zersetztes basisches Gestein S Glashütten“ erwähnt, ohne jedoch eine genauere Fundortangabe zu machen.

Die von uns gesammelten Stücke zeigen auf ihrer frischen Bruchfläche blaugrüne Farbe. Die Bestandteile erreichen 1 mm Größe und mehr. Sie deuten ein Intersertalgefüge an. Dünne, kleine Apatitnadeln und Pyritkörner sind wahrzunehmen. Das spez. Gew. ist 2.79.

Unterschiede im mikroskopischen Bild gegenüber der Beschreibung Solomonicas liegen darin, daß die einsprenglingsartigen Sparren, die das Grundgerüst des Intersertalgefüges bilden, Olivin- und Augitpseudomorphosen und nicht umgewandelte Feldspate sind, zwischen denen die anderen Gemengteile, wie Albit, Biotit und ein Kalzit-Chloritgemenge (die zersetzte eigentliche Grundmasse) liegen.

Aus einer optischen Vermessung mehrerer Schläffe ergaben sich folgende Mengenverhältnisse der Mineralbestandteile:

	Fundstelle I	Fundstelle II
Olivin und Augit	45 Vol.-%	46 Vol.-%
Albit.....	9 „	13 „
Biotit	9 „	6 „
Ilmenit und Magnetit....	8 „	10 „
Titanit	7 „	5 „
Apatit.....	3 „	2 „
Grundmasse.....	18 „	18 „

Olivin. Olivinpseudomorphosen sind sehr häufig. Sie sind nun ein Gemenge von Chlorit, wenig Chalzedon, Kalzit, Leukoxen und Magnetit, wobei die Leukoxen- und Erzkörner geradlinige oder gewundene Schnüre bilden und dadurch noch eine Maschenstruktur andeuten. In den Maschen liegt körniger Kalzit, radiaifaseriger Chalzedon und ein hellgrüner, schwach pleochroitischer eisenarmer Chlorit. Meistens besteht die äußere Hülle der ehemaligen Olivinkristalle aus einem eisenreicheren, braunen, stark pleochroitischen Chloritmineral. Als Einschlüsse kommen Apatit, Titanit und Erzkörner vor.

Albit tritt in kleinen xenomorphen Körnern auf, die durch äußerst feine Hämatitschüppchen rot gefärbt sind. Verzwilligung wurde nur nach dem Albitgesetz beobachtet. n_{α} liegt unter und n_{γ} ist fast gleich mit dem n des Kanadabalsams. Der opt. Char. ist positiv, $2V$ ist groß.

Der Biotit erreicht nur die Größe von 0.5 mm, zeigt Zonarbau, die äußeren Partien sind dunkler gefärbt und stärker lichtbrechend. Der Pleochroismus ist sehr kräftig: n_{α} hellbraun, n_{β} braun, n_{γ} dunkelrotbraun. $2V$ ist sehr klein. Fast alle Biotitblättchen sind durch entlang den Spaltrissen eingebrungenen Quarz aufgeblättert.

Der Augit kommt in idiomorphen, langsäuligen Kristallen vor, die nicht immer leicht vom Olivin zu unterscheiden sind, da sie die gleiche Umwandlung in Chlorit, Kalzit und Erz aufweisen.

Ilmenit ist vollkommen in Leukoxen umgewandelt. Klassische Ilmenit-skelettformen, die sich gleich orientiert, aber ohne Zusammenhang über mehr als 1 mm erstrecken, sind häufig.

Magnetit kommt in kleinen unregelmäßigen Körnern und in größeren ausgelappten Formen vor.

Titanit ist verhältnismäßig, häufig in zum Teil idiomorphen Briefkuvertformen, meistens aber unregelmäßig begrenzt und farblos. Resorptionserscheinungen sind sehr deutlich.

Apatit tritt in bis 2 mm laugen, aber nur 0.03—0.06 mm dicken Säulchen, die alle anderen Gemengteile, sogar die Ilmenitpseudomorphosen, durchwachsen, auf. Eine sogenannte „Seele“ ist überall zu sehen.

Die Grundmasse des Gesteines besteht aus Kalzit, einem blaßgrünen Chlorit und staubförmigen Magnetit- und Ilmenitkörnern.

3. Basalt aus dem Pöllatal, Fundstelle II

Unter den aufgesammelten Stücken von Fundstelle II im Pöllatal befindet sich ein stark zersetztes, körniges Gestein mit schwarzgrünen,

chloritischen, und weißen (Feldspat-)Partien, das von vielen feinen Kalkspatadern durchzogen wird.

U. d. M. zeigt sich, soweit es der Zersetzungszustand erkennen läßt, eine hypidiomorphe Struktur mit folgenden Bestandteilen:

Olivin und Augit.....	47 Vol.-%
Plagioklas	35 „
Biotit	9 „
Ilmenit, Magnetit, Titanit ..	8 „
Apatit	1 „

Olivin und Augit können voneinander nicht getrennt werden und machen die Hauptmasse des Gesteines aus. Die Umwandlung erfolgte bei beiden in Chlorit, Leukoxen und wenig feinkörnigen Kalzit.

Plagioklas. Der schachbrettartig aufgebaute, bis 2 mm große Albit deutet auf einen ehemals basischen Plagioklas hin. Er ist farblos und zeigt außer der Albitisierung keine andere Umwandlung.

Biotit ist reichlich, aber nur in kleinen (0.03 mm), manohmal idiomorphen Individuen vertreten. Zonarbau und Pleochroismus sind deutlich.

Primärer Ilmenit kommt in typischen Skelettformen vor. Apatit ist selten, klein und kurzsäulig.

Das Gestein ist nach diesem Mineralbestand zu den Basalten zu zählen.

4. Pikritblock bei Grub (bei Heiligenkreuz)

Obwohl wir bei unseren Revisionstouren, ohne von der Existenz etwas zu wissen, darauf stießen, ist er nicht als Neufund unsererseits zu werten. Es stellte sich heraus, daß er bereits H. Vettors, H. Beck, A. Kieslinger und A. Köhler bekannt war; eine Beschreibung liegt bisher nicht vor.

Im Steinbruch Bernhard, etwa 800 m N von Grub bei Heiligenkreuz, ruht ein großer, gerundeter Block (Tafel VIII a, liuks unten) von etwa 3×4.6 m auf einer dünnen Unterlagerung eines lehmig-sandigen Sedimentes, in welches wohlgerundete Rollstücke von Gosau- und Flyschsandsteinen eingebettet sind. Diese Unterlagerung liegt wiederum auf splitterigem, dolomitischen Kalk der oberen Trias, welcher in dem Steinbruch abgebaut wurde.

Der Pikritblock selbst verwittert kantig bis schalig; im Winter 1949/50 ist eine etwa 50 cm dicke Lage von der Vorderfront des Blockes durch Frostverwitterung abgebröckelt und abgestürzt.

Der durch seine dunkle Farbe schon von ferne weit sichtbare Block zeigt in seiner Mitte an den frischen, muscheligen Bruchflächen graublaue Farbe, während er gegen seine Ränder hin immer grüner und mürber wird und auch seinen splitterigen Bruch verliert. Das zeigen auch die Dünnschliffe, die im folgenden beschrieben werden sollen. Mehr oder weniger dünne, weiße Kalkspatadern durchziehen den ganzen Block unregelmäßig. Die Handstücke aus der Mitte des Blockes haben eine ganz enorme Zähigkeit, dadurch wird im Verein mit der dunkelgrauen Farbe — die Erzpartien treten als schwarze Flecke hervor — sehr große Frische des Gesteins vorgetäuscht. Im Dünnschliff zeigt sich jedoch sofort der jämmerliche Zustand, der den anderen bekannten Pikriten in nichts nachsteht. Einzelne Bestandteile sind mit freiem Auge kaum unterscheidbar. Das spez. Gew. eines Handstückes aus der Mitte beträgt 2.827. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch mit hypidiomorph-körniger Grundmasse.

Die Vermessung einiger Dünnschliffe aus der Mitte des Blockes ergab:

Olivin	52.4	Vol.-%
Augit und Hornblende	27.6	„
Biotit	11.0	„
Ilmenit	5.6	„
Magnetit	0.9	„
Apatit	1.5	„

Olivin (Tafel VIII a, links oben). Der mehr als die Hälfte des Gesteins einnehmende, vollkommen pseudomorphosierte Olivin bildete bis 1.5 mm, im allgemeinen 0.5—0.8 mm große Einsprenglinge, häufig mit den typischen Olivinumrissen. Alle Pseudomorphosen zeigen die charakteristische Maschenstruktur, wobei die maschenbildenden Schnüre und Bänder aus Chlorit und die Füllungen der Maschen aus Kalzit bestehen. Magnetiteinschlüsse sind selten.

Der Chlorit ist penninartig und bildet ein feines Aggregat von sphärolithisch oder parallel angeordneten, dünnen Blättchen (bis 0.2 mm Durchmesser). Der Pleochroismus ist kräftig: n_{α} braungelb, n_{β} hellapfelgrün, n_{γ} blaugrün; Doppelbrechung: sehr gering, zirka 0.012 (dunkelblaugraue Interferenzfarben); Auslöschungsschiefe n_{γ}/c : 2—4°; opt. Char.: negativ; 2V: sehr klein.

Die vom Chlorit gebildeten Maschen werden von nur einem oder wenigen Kalzitkörnern ausgefüllt. Zwillingslamellen wurden am Kalzit nie beobachtet.

Augit. Der Augit tritt in zum Teil kristallographisch gut ausgebildeten, zum Teil unregelmäßig begrenzten Individuen auf, charakteristische achteckige Querschnitte sind selten, dagegen finden wir häufig längliche Schnitte. Die Größe ist durchschnittlich einige Zehntel mm, aber auch längere (bis 1 mm) konnten gefunden werden. Die Farbe ist hellbraun, ein Pleochroismus ist kaum wahrnehmbar. Opt. Char.: positiv; $n_{\gamma}/c \sim 50^{\circ}$; 2V: groß; Dispersion der Auslöschung: $\angle n_{\gamma}/c$ ist für rot kleiner als für blau; Dispersion der Achsen: $\rho > \sigma$. Der Augit ist gegen Biotit idiomorph und schließt Apatit und Magnetit ein.

Auffällig ist, daß unmittelbar neben vollkommen frischen Augiten ganz in Chlorit und Kalzit umgewandelte liegen. Die Zersetzungserscheinungen beginnen im inneren, titanreicheren Kern der Augite. Der Rand ist entweder frisch oder chloritisiert.

Auffällig ist weiterhin ein Fortwachsen des Augites als Hornblende, das hin und wieder vorkommt. Wegen der Kleinheit lassen sich keine genauen optischen Daten über die Hornblende geben. Der Pleochroismus ist stark: n_{α} grün, n_{γ} gelbgrün.

Der Biotit ist zum größten Teil in unregelmäßigen, ausgelappten Blättchen vorhanden. Er ist gegen Olivin, Magnetit, Ilmenit und Apatit xenomorph. n_{γ} liegt in der Längsrichtung und ist rötlichbraun, n_{β} hellbraun, n_{α} blaßbraun; Auslöschungsschiefe: 2—3°; Opt. Char.: negativ; 2V ungefähr 10°. Die Ränder sind oft dunkler, stärker lichtbrechend, aber schwächer doppelbrechend und schließen dann in diesen Teilen staubförmige Mikrolithe (Leukoxen?) ein; ein Zonarbau wird dadurch angedeutet. Einschlüsse sind Apatit, Magnetit und Ilmenit.

Magnetit. Die seltenen, meist idiomorphen Magnetitkörner sind im allgemeinen nur 0.03 mm groß, vollkommen frisch und metallisch glänzend. Er bildet einfache und regelmäßige Formen und ist nur gegen Apatit xenomorph, den er sogar manchmal einschließt.

Ilmenit bildet kurze bizarre, ausgefranzte Formen, Kristallskelette sind seltener. Er ist vollkommen in Leukoxen umgewandelt, der im Durchlicht undurchsichtig, jedoch im Auflicht gelblichweiß erscheint. Er ist gegen Olivin xenomorph.

Apatit bildet bis 1 mm lange, säulige oder nadelige Kristalle mit guter Umgrenzung, ist idiomorph nur manchmal gegen Magnetit xenomorph. Die optischen Daten sind ganz normal, Spaltrisse nach der Basis sind häufig. Auffällig sind in der Mitte der Säulchen befindliche, etwas gelblich gefärbte Schläuche, die in fast allen Apatitkristallen zu sehen sind („Seelen“).

Als sekundäre Mineralien sind dann noch Kalzit und Quarz zu nennen. Der Quarz kommt in feinkörnigen Aggregaten zwischen Biotitblättchen, in geringer Menge, vor.

Ausscheidungsfolge:	Olivin	_____
	Ilmenit	_____
	Magnetit	_____
	Apatit	_____
	Augit	_____
	Hornblende	_____
	Biotit	_____

Die Klüfte im Gestein sind durchwegs von körnigem oder faserigem Kalkspat ausgefüllt, nur an einer Stelle fand sich Aragonit.

Verschiedene Schiffe von Stücken, die immer mehr gegen den Rand des Blockes entnommen wurden, zeigen keinen wesentlichen Unterschied im Mineralbestand; lokal kann der Biotit- und der Apatitgehalt schwanken. Unterschiede liegen lediglich im Zersetzungsgrad, der gegen den Rand sehr rasch zunimmt.

An der Unterseite des Blockes klebt sehr locker (an einer Harnischfläche) ein braunroter Schiefertone. Am nördlichen Rand ist der Pikrit durch einen primären Kontakt mit einem hellgelbgrünen mergeligen Kalk fest verbunden, der mit dem übrigen Sediment der Unterlagerung nicht zusammenhängt. Am Handstück, vor allem aber am Anschliff ist folgendes zu beobachten:

Der Pikrit ist in einer Entfernung von 1 cm vom Kalk nicht wesentlich vom übrigen unterschieden, in größerer Nähe zum Kontakt ändert er sich aber rasch, wird immer heller und feinkörniger, so daß man den Eindruck hat, ein zersetztes Glas vor sich zu haben. Einige mm von der äußeren Pikritgrenze entfernt finden sich bereits, allerdings nicht viele, kleine, stecknadelkopfgroße Einschlüsse des Sedimentmaterials. Der eigentliche Kontakt ist eine unregelmäßige wellige Linie, an der der Pikrit hellgrau, fast weiß, erscheint. Nun folgt das Sedimentgestein, das zuerst 1 mm breit violettrot, dann 2—3 mm breit dunkelgrün ist, schließlich der übrige graue bis graugrüne Mergelkalk.

Im Dünnschliff ist der Pikrit am Kontakt porphyrisch und bestand ursprünglich aus einer glasigen Grundmasse mit 1—3 μ im Durchmesser großen Titaneisenerzkörnern, 0.1 mm großen und 0.02 mm dicken Biotit-

blättchen und fiederförmig angeordneten Zersetzungsprodukten aus der Serpentin-Chloritgruppe. In dieser Grundmasse schwimmen Anataskörner, vollkommen in Kalzit umgewandelte, gut umgrenzte Olivine und in ein Quarz-Kalzitaggregat umgewandelte Leisten, die möglicherweise Plagioklase waren. Die Einsprenglinge sind leicht fluidal angeordnet und schmiegen sich an die äußere Begrenzung an.

In das kontaktmetamorphe Sediment ist Chlorit eingewandert, Kontaktmineralien konnten aber nicht gefunden werden, lediglich büschelförmige Kalzitaggregate könnten als Pseudomorphosen nach einem Zeolithmineral (?) gedeutet werden.

Wir fassen diesen großen Block als das Endstück eines Ganges auf, der in der Nähe anstehen muß, der durch die Erosion bloßgelegt wurde und dann in seine jetzige Position gerollt ist. Es ist u. E. aus diesem Fund kein exakter Schluß bez. der Alterstellung des Pikrites abzuleiten; der Zeitpunkt der Intrusion als Gang ist unsicher, ausschließlich der Zeitpunkt der Herauslösung des Ganges durch die Erosion und der Zeitpunkt des Herabrollens ist zu verlegen nach der Ablagerung der tortonen Füllschotter der westlichsten Gaadener Bucht (Becken von Dornbach—Grub).

5. Pikritblock von der Eichwiese, 270 m SW vom Gasthof „Jägerhaus“

Nördlich und nordöstlich von Kalksburg liegen fünf Fundpunkte, von denen vier bereits K. Friedl und L. Waldmann (4) bekannt waren. Die Gesteine dieser Lokalitäten unterscheiden sich etwas untereinander, so daß es angezeigt erscheint, sie doch getrennt zu behandeln. Das westlichste davon befindet sich „etwa 270 m südwestlich vom Gasthof ‚Jägerhaus‘, 180 m nordwestlich von Kote 318. Hier kommt das grüne Eruptivgestein am Wege zum Vorschein und dürfte hier noch am ehesten anstehend zu beobachten sein“.

Es ist grün und feinkörnig, stark zersetzt. U. d. M. besteht das porphyrische Gestein (mit Andeutung einer Fluidaltextur) zum überwiegenden Teil aus feinschuppigem Chlorit, körnigem Kalzit, Quarz und Eisenoxydhydrat. Diese Mineralien stellen zweifellos das Endprodukt der zersetzten basischen Silikate, Olivin und Augit, dar. Olivin- oder Augitumrisse konnten aber nicht festgestellt werden. Ebenso fehlen Ilmenitformen vollkommen. Die übrigen Bestandteile waren Biotit, Magnetit, Titanit und Apatit.

Eine optische Analyse, soweit diese bei so schlechtem Erhaltungszustand überhaupt einen Sinn hat, ergab folgende Mengenverhältnisse:

Olivin, Augit	69 Vol.-%
Biotit	15 „
Magnetit	6 „
Titanit	9 „
Apatit	0.5 „

6. Block 670 m SW vom Gasthof „Jägerhaus“

Der Fundort liegt „etwa 670 m südwestlich vom Gasthof ‚Jägerhaus‘, 140 m südöstlich von Kote 318“; ein großer Block, „der anscheinend auf dem benachbarten Felde ausgeackert und lieher geschafft wurde“.

Makroskopisch unterscheidet sich dieses Gestein vom vorhergehenden kaum. U. d. M. sind die großen (1.5 mm) und häufigen Hornblendepseudomorphosen das auffälligste. Um die charakteristischen, kurzsäuligen Umrisse haben sich Leukoxenkörner angelagert, während das Innere fast nur aus körnigem Kalkspat und sehr wenig Chlorit besteht. Der Olivin bildet wieder spitzwinkelige Umrisse und ist vollkommen in Chlorit umgewandelt. Biotit, Leukoxen, Magnetit, Titanit und Apatit sind die übrigen Gemengteile. Die Grundmasse war wahrscheinlich glasig und besteht jetzt aus einem feinschuppigen Chlorit. Sekundärer Quarz ist selten. Die Mengen der Bestandteile:

Olivin, Grundmasse	48 Vol.-%
Hornblende	20 „
Biotit	15 „
Erz	15 „
Titanit	1 „
Apatit	1 „

7. Block 220 m O von Kote 318

Die von K. Friedl (4) beschriebenen Fundorte konnten im Jahre 1948 um einen weiteren am SO-Rain der Eichwiese vermehrt werden. Und zwar befindet sich dieser 220 m genau östlich von Kote 318 am Weg, der die Punkte 266 (im Gütenbachtal) und P 310 (Südecke der Eichwiese) verbindet.

Der Block war 0.5 m im Durchmesser, an seiner brotkrustenartigen Oberfläche braun angewittert, am frischen Bruch ist er grün, von Kalkspatadern durchzogen. Auffällig ist der große Glimmerreichtum, wobei die Blättchen fast 1 cm² erreichen können. Im Dünnschliff zeigt sich hypokristallin-porphyrische Struktur mit deutlichem Fluidalgefüge. Die Glimmerblättchen sind deutlich zonar gebaut und bilden meistens eisblumenartige Gebilde, an deren Aufbau auch noch die übrigen Bestandteile, Titanit, Magnetit und Apatit, beteiligt sind. Die Grundmasse besteht aus feinschuppigem Chlorit, der nur aus einer Glasbasis entstanden sein kann. In ihr schwimmen dünne aber lange Apatitnadeln und wenige staubförmige Erzteilchen.

Biotit	zirka 40 Vol.-%
Grundmasse	„ 40 „
Erz, Titanit	„ 16 „
Apatit	„ 2—3 „

8. Blöcke N von Gasthof „Jägerhaus“

„Etwa 320 m nördlich vom Gasthof ‚Jägerhaus‘, am Waldrande nahe der Nordostecke der ‚Jägerwiese‘, unweit der Tiergartenmauer“ liegen zahlreiche Pikritblöcke, vermischt mit nummulitenführenden Eozänsandsteinen.

Das Eruptivgestein ist graugrün, porphyrisch. Die Einsprenglinge sind zum Teil idiomorphe, zum Teil stark resorbierte Olivinseudomorphosen, Augitpseudomorphosen sind selten. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und gleichmäßig, in ihr liegen Biotit, Magnetit, Ilmenit und Apatit. Ein

vereinzelt vorkommendes Kalkspatbüschel kann als Pseudomorphose nach einem Zeolithmineral gedeutet werden.

Olivin(einsprenglinge)	38 Vol.-%
Augit, Grundmasse	30 „
Ilmenit, Magnetit	16 „
Biotit	13 „
Apatit	1 „

9. Vorkommen SW der Antonshöhe bei Mauer

Dieser Fundort ist „300 m südwestlich von der Antonshöhe, im Wald hart an der Kalkgrenze“. Von diesem Fundort liegen feinkörnige biotitreiche Pikrite, dichte Pikrite und Pikrittuffe vor, weiters ein eigroßes Sedimentgesteinsgeröll, welches von allen Seiten von dichtem Pikrit umflossen ist.

Für die Dünnschliffe dieses Fundortes paßt die von L. Waldmann (4, Seite 126) gegebene Charakteristik ganz ausgezeichnet. Die Mengen der Mineralkomponenten in den Pikriten läßt sich nur schätzen:

Olivin, Augit, Grundmasse...	60 Vol.-%
Biotit	20 „
Erz	15 „
Apatit	4 „
Titanit	1 „
Granat	1 „

Es ist das einzige Gestein, in dem Granat (Melanit) in unregelmäßigen (resorbierten) Körnern gefunden wurde.

Die Tuffe bestehen aus erbsen- bis bohngroßen Lapillistücken, die von feinen Aschenteilchen und Kalkspat verkittet sind. Die Lapilli sind deutlich porphyrisch struiert und enthalten große Olivin- und Hornblende-pseudomorphosen, um die sich gern Biotitblättchen ansiedeln. Diese schwimmen aber auch frei in der Grundmasse aus zersetztem Glas, stauhartigem Erz, Apatitnadeln und aus Pseudomorphosen, die man am ehesten als ehemalige Leuzite deuten kann. Ganz wenig Granat ist ebenfalls enthalten.

Der bereits erwähnte Sedimenteinschluß läßt sich leicht als Arkose bestimmen. Er besteht aus sehr viel undulös auslöschenden Quarz und Quarzitstücken und wenig Oligoklas-Albit, der nur wenig zersetzt und stark nach dem Albitgesetz verzwillingt ist. Zwischen diesen liegen — ebenfalls zum Sediment gehörige — rotbraune Biotite. Vom Pikrit ausgehend drang schlauchförmig die Schmelze ein und bildete ein Gemenge aus Chlorit und einem isotropen Mineral mit starker Lichtrechung (Granat?). Das Sediment dürfte eine Grestener Arkose sein, die in zirka 70 m Entfernung ansteht.

10. Lesestein SO der Antonshöhe

„Südöstlich von der Antonshöhe, 370 m westlich von der Mauer Lust, 100 m südsüdwestlich von der Waldandacht“ wurde von K. Friedl „nur ein einziger, etwa faustgroßer Block aufgefunden, der (von ihm) als Belegstück mitgenommen wurde“.

Die letzten sechs beschriebenen Pikrite liegen, wie bereits K. Friedl bemerkt, alle im „Bereiche des hier sehr nummulitenreichen Eozäns, aber auffallenderweise durchwegs in unmittelbarer Nähe der Kreidegrenze“ der Klippendecke.

11. und 12. Blöcke vom St. Georgenberg bei Mauer

Knapp W der Fundamente der abgetragenen Kaserne am St. Georgenberg W Mauer sind mehrere Abgrabungen und Einschnitte in grobe, obertortone Blockschotter ausgeführt worden. Die wohlgerundeten Komponenten sind 20—40 cm groß. In ihnen wurde von H. Küpper 1948 ein Pikritblock gefunden, der wenig gerollt ist, auf einer Seite etwas abgeplattet, auf der anderen Seite dagegen spitz zuläuft. Die Verwitterung hat diesem Block — ähnlich wie in Grub — eine schalige Struktur aufgeprägt, die der eines Auswürflings nicht unähnlich ist. Ganz gleiche Verwitterungsformen wurden auch an Blöcken vom Lainzer Tiergarten beobachtet.

Ein zweites, zirka eigroßes Stück wurde in den gleichen Schottern in den Gräben des Kasernengeländes von Herrn Ministerialrat Dr. E. Bandl gefunden.

Beide Trümmer unterscheiden sich makroskopisch und auch mikroskopisch kaum. Sie sind stark verwittert und leicht zerbrechlich. Mit freiem Auge sind nur Biotithlättchen erkennbar. Im Dünnschliff besteht das Gestein zum allergrößten Teil (80 Vol.-%) aus schuppigem Serpentin, der noch an einigen Stellen deutliche Maschenstruktur zeigt und auch noch einige Olivinumrisse erkennen läßt, andere Formen sprechen für Augit und Hornblende. Der Biotit ist chloritisiert, aber an seinen Formen leicht zu erkennen. Titanomagnetit ist in unregelmäßigen Formen, randlich in Leukoxen umgewandelt, ausgebildet. Apatit ist häufig (zirka 4 Vol.-%) in dicksäuligen Kristallen. Titanit ist vorhanden, ebenso Quarz als sekundäres Mineral.

13. Lesestein von der Dorotheer Wiese, Lainzer Tiergarten

An der Ostecke der Gr. Dorotheer Wiese wurde, wie F. Trauth (5, Seite 83) angibt, von Herrn Ing. H. Schwarz ein „exotisches“ Melaphyr- oder Diabasporphyr- Geröll (mit zirka 9 cm max. Durchmesser, dunkelgrün mit hellen Feldspatleisten) gefunden. Eine von C. Hlawatsch durchgeführte Dünnschliffuntersuchung ergab Folgendes: „Die dunkle Gesteinsmasse, in die die zahlreichen relativ großen Feldspateinsprenglinge eingebettet sind, erwies sich unter d. M. schon vollständig in Serpentin und Chlorit umgewandelt, doch scheint eine stellenweise deutliche Maschenstruktur auf ehemaligen Olivin hinzudeuten.“

Diese Diagnose paßt fast genau auch auf unsere Blöcke vom St. Georgenberg, und wir werden wohl keinen Fehler begehen, wenn wir dieses Stück ebenfalls zu den „Pikriten“ rechnen.

14. Block beim Reservoir P 328

Herr Ministerialrat Dr. E. Bandl teilte uns mit, daß Herr Dr. Kossek SW von Elisabeth-Türl außerhalb des Lainzer Tiergartens in der Wand des alten Bunkers bei P 328 ein etwa faustgroßes Pikritstück eingemauert fand, das aus dem Blockschotter der unmittelbaren Umgebung stammt.

15. Lainzer Hochbehälter

In der Arbeit von A. Köhler und A. Marchet (6, siehe auch 7—19) ist dieses bemerkenswerteste der „Pikrit“vorkommen so erschöpfend durchgearbeitet, daß wir hier nichts hinzuzufügen haben.

16. Hohenauer Wiese, Südrand

Nach einer brieflichen Mitteilung des Herrn Dr. Sabata erstreckt sich das Vorkommen der Pikrit- und Tuffblöcke vom Hochbehälter weiter in NW-Richtung bis fast zum Steinbruch der Hohenauer Wiese. Er fand in einer Reihe von Bombentrichtern feinkörnige und glimmerreiche Pikrite, ebenso Kngeltuffe vom Typus 1 und 2 A. Köhlers.

17. Pikritgang im Katzengraben, Lainzer Tiergarten

Nachdem mich Herr Ministerialrat Dr. E. Bandl darauf aufmerksam machte, daß im Lainzer Bach in der Friedensstadt Pikritgerölle vorkommen, suchte ich das Gebiet genau ab und konnte im Frühjahr 1950 außer verschiedenen Pikritgeröllstücken in den Schrebergärten entlang und im Lainzer Bach selbst, einen Pikritgang im Katzengraben, zirka 200 m vor seiner Einmündung in den Lainzer Bach entdecken (Tafel VIIIa, mitte rechts). Er steckt in einem roten Schiefertone mit gelblichen Flecken, den F. Trauth zur Basis des Klippenhüllfyses rechnet. Er steht fast senkrecht und streicht N 150—155° O. Der Aufschluß ist 3 m lang, die Mächtigkeit des Ganges 1·20 m. Kontaktmetamorphe Beeinflussung des Tones wurde bisher nicht festgestellt.

Das Gestein ist grün, feinkörnig, Biotitblättchen bis 0·5 cm sind häufig, hin und wieder sind sogar Olivinseudomorphosen erkennbar.

U. d. M. ist es deutlich porphyrisch, bolokristallin. Die Einsprenglinge sind wenige charakteristisch geformte Olivinseudomorphosen und außerordentlich viele aufgeblätterte und zum Teil chloritisierte Biotitblättchen mit dunkelgrün(γ)-hellbraunem(α) Pleochroismus. Sie sind stark ausgelappt, enthalten Einschlüsse von Apatit, Olivin und primärem Erz. In der Grundmasse finden sich Olivin- und Augitpseudomorphosen, die nicht immer leicht auseinander zu halten sind, Apatit in dicksäuligen Kristallen, zersessene aussehende Magnetitkörner und idiomorphe in Leukoxen umgewandelte Ilmenite.

Olivin, Augit	55 Vol.-%
Biotit	30 „
Erz	10 „
Apatit	3 „

Gegen den Rand des Ganges ist im Handstück kein Unterschied zu bemerken. Erst im Dünnschliff erkennt man eine zirka 1 cm breite Zone, in der der Pikrit aus den bereits erwähnten Einsprenglingen, Olivin, Augit, Biotit, und einer glasigen Grundmasse, die jetzt in feinschuppigen Chlorit umgewandelt ist, besteht.

18. Pikritgeröll aus dem Katzengraben

Von unserem Gang etwa 100 m bachaufwärts fand sich ein nußgroßes Pikritgeröllstück, stark verwittert, von hellgrüner Farbe und dichtem Aussehen.

U. d. M. zeigt es deutliches Intersertalgefüge: Augitsäulchen — bis 1 mm lang — bilden ein Sparrengewebe, in dessen Zwickel ein Gemenge von Chlorit, Kalkspat, Erz und wenig idiomorphem Apatit und Biotit eingelagert ist. Das Chlorit-Kalzitgemenge stellt sicherlich die Olivinreste dar. Außer diesen Mineralien finden sich noch Pseudomorphosen (Tafel VIII a, rechts oben) vor, die aus Chlorit mit anomalen Interferenzfarben und Leukoxen bestehen. Nach den meist rhombischen Querschnitten kann man sie nur als ehemaligen Perowskit deuten, der deshalb bemerkenswert ist, weil er als typisches Mineral der Alkaligesteine in den Pikriten der Wiener Umgebung zum erstenmal aufgefunden wurde und eine weitere Stütze für die bereits von Köhler ausgesprochene Vermutung bedeutet, die dahin geht, daß unter den Lainzer Gesteinen zweifellos verschiedene Typen atlantisch seien.

19. Pikritgerölle von der Friedensstadt

Ein von Ministerialrat Dr. E. Bandl gefundenes Geröll aus der Friedensstadt enthält außer den normalen Gemengteilen der anderen Pikrite kleine Mandelräume (2 mm), die mit Chaledon (am Rand), Kalkspat (in der Mitte) und wenig Chlorit ausgefüllt sind.

20. Vorkommen bei der SW-Ecke des Hörndlwaldes

An der SW-Ecke des Hörndlwaldes in Lainz, und zwar 500 m SW Punkt 306 und 350 m N des Neuen Lainzer Tores wurde von H. Küpper und R. Janoschek ein größeres Pikritvorkommen entdeckt. Außer stark zersetzten Pikriten und Tuffen sind hier sehr viele Gesteinsstücke (Kalke, Tone und Sandsteine) mit kontaktmetamorphen Erscheinungen auf einem größeren Areal, vor allem auf der kleinen dreieckigen Wiese und auch noch in den Grundstücken der Friedensstadt (am N-Ende der Berggasse und des Saulackenweges) sehr verbreitet.

Im Zuge des Neubaus im Hörndlwald (Internationale Kulturstätte) werden gerade durch dieses Pikritvorkommen Erdaushubarbeiten (Kanal- und Leitungsbau) durchgeführt werden, die neue Aufschlüsse bezüglich Lage und Alter unseres Gesteines erwarten lassen. Es scheint daher angebracht, mit dem genauen Studium dieses Vorkommens noch bis zur Durchführung dieser Erdarbeiten zu warten. So weit man aber die Sachlage heute überblicken kann, handelt es sich hier offenbar um einen anstehenden Gang oder Stock, vielleicht sogar um den schon so lange gesuchten und vermuteten Vulkanschlot selbst.

21. Vorkommen Hochwiesen

Auf den Wegen zwischen den Schrebergärten der „Hochwiesen“, das ist außerhalb der alten Tiergartenmauer, 120—200 m WNW von Punkt 306, wurden zum erstenmal von Sabata, dann unabhängig davon von H. Küpper und R. Janoschek Pikritblöcke mit verschiedenen Einschlüssen aufgesammelt. Unter diesen Einschlüssen befinden sich ein bräunlichgrauer Kalk und erbsengroße Quarzitkörnchen. Der Pikrit ist stark zersetzt und unterscheidet sich von den übrigen basischen Gesteinen nicht. Der Olivin, möglicherweise ist auch Hornblende darunter, ist in das bekannte Chlorit-Kalzitgemenge umgewandelt. In der Grundmasse be-

finden sich Olivin- und Augitpseudomorphosen, Biotit, Apatit, Magnetit, Ilmenit und in Chlorit umgewandeltes Glas. Kleine Mandelräume sind von Chlorit, Kalzit und wenig Quarz angefüllt.

Dieser Fundort hat bisher nur Pikrite und keine Tuffe geliefert. Alle Stücke stammen aus dem bereits vom Katzengraben her bekannten roten Schiefer-ton. O dieses Vorkommens steht an der Tiergartenmauer eozäner Quarzsandstein an, während weiter im W, an der kleinen Kuppe, verschiedene rote und weiße Gesteine der Klippen (auf der Karte von F. Trauth [5] nicht eingezeichnet) zum Vorschein kommen.

22. Pikritgang in der Löfflergasse Nr. 53

Bei den Hausbauten in der Löfflergasse wurden an einigen Stellen Pikrit- und Pikrituffblöcke ausgegraben, die dann mit dem übrigen Material (um den Abtransport zu sparen) meistens auf der Straße aufgeschüttet wurden; so findet man in der ganzen Löfflergasse unsere Eruptivgesteine. Die Zeit zwischen dem Grundaushub und dem Fundamentbau ist meistens sehr kurz, so daß der für geologische Beobachtungen in Frage kommende Zeitpunkt meistens versäumt wurde. Vorläufig können wir nur über die Vorkommen auf den Grundstücken Nr. 53 und Nr. 37 Näheres berichten.

In der Bangrube für das Haus Löfflergasse Nr. 53 wurden rote Schiefer-tone aufgeschlossen. Im nördlichen Teil dieser Grube wurde entlang einer scharfen Grenze, die N 100—110° W streicht und 30° nach Süden einfällt, auf einer Länge von 8 m und einer Breite von 1·8 m ein Pikritgang angefahren. Der darüber liegende rote Ton zeigt an der Auflagerungsfläche keinerlei Veränderung.

Das Eruptivgestein ist arg mitgenommen, durch die Verwitterung in faustgroße Stücke und Trümmer zerlegt, zwischen denen vollkommen verwittertes, erdiges aber immer noch auffallend grünes Material und der im Hangenden anstehende rote Ton eingelagert sind.

U. d. M. bietet sich das gewohnte Erscheinungsbild der Pikrite. Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch. Die Einsprenglinge sind Olivin, Augit und Biotit, während die Bestandteile der Grundmasse (die nie $\frac{1}{10}$ mm erreichen) Olivin, Augit, Biotit, Magnetit, Ilmenit und Apatit sind. Der Augit dürfte im ursprünglichen Zustand stark zonar gebaut gewesen sein. Zwillingsnähte sind trotz der vollkommenen Pseudomorphosierung an einigen Individuen deutlich sichtbar. Die Augitkristalle der 1. und 2. Generation unterscheiden sich durch ihre Tracht: die 1. Generation hat die normale Tracht der basaltischen Augite, während die 2. Generation lang-säulig ausgebildet ist.

Olivin	26 Vol.-%
Augit	37 „
Biotit	29 „
Erz	6 „
Apatit	2 „

In der Listergasse, etwa 100 m S dieses Vorkommens, steht Eozän-sandstein an, während in den N von unserem Fundort gelegenen Gärten nur Klippengesteine anzutreffen sind. Der Pikritgang liegt also wiederum hart an der Grenze zwischen Flysch- und Klippendecke.

23. Pikrittuff, Löfflergasse Nr. 37

Vor dem Hause Nr. 37 wurde an der nördlichen Straßenseite ein 10 *m* langer und 2 *m* tiefer Graben ausgehoben. Dieser Aushub gibt von oben nach unten folgendes Profil: 80—100 *cm* brauner, lehmiger Boden. Darunter beginnt im O-Teil eine schmale Tufflage, die nach 2 *m* auf 40 *cm* anschwillt, dann aber rasch auskeilt. Darunter roter und grauer Ton, der ungefähr N—S streicht und mit 30° nach W einfällt. Im östlichen Teil kommen dann noch Stücke eines grauen Kalkes zum Vorschein, den man am ehesten als Klippengestein (Dogger?) ansprechen kann.

Die Tuffe (Tafel VIIIa, mitte links) sind grüne Lapillituffe mit grauem bis grünem kalzitarmem Kitt (Typus 1, A. Köhlers). An Sedimenteinschlüssen kommen graue und braune Kalke, rote Tone und Quarzkörner vor.

24. Lapillituff, Jagdschloßgasse Nr. 89

Beim Garagenbau im Haus Jagdschloßgasse Nr. 89 (Wien XIII.) wurden wieder die grauen und roten Schiefertone aufgeschlossen, in denen größere Mengen von Pikrittuffstücken eingelagert waren. Leider war bei den Erdarbeiten kein Geologe zugegen, so daß über Vorkommen und Lagerung nichts ausgesagt werden kann.

Die Tuffe unterscheiden sich von den anderen Vorkommen dadurch, daß ihr Apatitreichum bereits mit der Lupe einwandfrei festgestellt werden kann und daß sie besonders viele Sedimenttrümmer enthalten. Diese sind grüne Tonstückchen, hellgraue, glimmerreiche, sandige Tone, die zum Teil gefrittet sind und offenbar während der Eruption mitgerissen wurden. Der Kitt des Tuffes besteht aus feinen Aschenteilchen (Chlorit, Erz, Augit, Apatit), Kristallbruchstücken (vereinzelt findet man auch schön ausgebildete Augitkristalle mit den Flächen: 100, 110, 010 und 111) und grünem Ton.

U. d. M. sind die einzelnen Lapillikörner klar umgrenzt. Sie bestehen aus gut idiomorph ausgebildeten, aber in ein Kalzit-Chloritgemenge umgewandelten Augiten, sehr wenig Biotit, reichlich Apatitsäulchen, aus dem bereits im Geröll vom Katzensgraben erwähnten Perowskitpseudomorphosen und der Grundmasse aus Chlorit und Kalzit.

Der Kitt zwischen den Körnern besteht aus den gleichen magmatischen Mineralien und ihren Kristallbruchstücken neben sehr wenig tonigem Material.

25. Pikrittuff vom Roten Berg (Ober St. Veit)

Das am längsten bekannte Vorkommen unter den basischen Gesteinen der Wiener Umgebung ist das bereits 1897 von E. W. v. Hochstetter (20) beschriebene vom Roten Berg. Er erwähnt (S. 151) O des Glasauer Steinbruches „an der Grenze des Dogger und Malm“ ... „große Brocken eines stark verwitterten, gelbgrün aussehenden Gesteines, in welchem man eckige Stücke sowohl des grauen Doggerkalkes, als auch des rothen Malmaptychenkalkes eingeschlossen sieht“ (gesperrt vom Verfasser). Nach der Untersuchung von J. Pelikan wurde dieses Gestein als Brockentuff eines Plagioklasbasaltes bezeichnet.

Erst 1928 gelang es F. Trauth (5) das Anstehende dieses Gesteines „zirka 57—69 *m* westwärts von der NW-Ecke des den Südhang des Roten Berges (N vom Lainzer Beamten-Cottage) umzäunenden Drahtgitters

— also in einer Längserstreckung von zirka 12 m — unmittelbar auf und an dem besagten Kammwege“ zu entdecken. Er nahm an, daß es eine „ungefähr ostwestlich verlaufende Gangspalte“ sei, die „von dem Eruptivmaterial ausgefüllt worden ist: Die aus der Tiefe erfolgte Intrusion nahm gegen oben, zur Explosion gelangend und dabei auch kleine (bis zirka 0.5 cm messende) Stücke des jurassischen Nebengesteines losreißend und sich beimischend den Charakter eines Brockentuffes an“. Als untere Altersgrenze wird von Trauth das Bathonien angegeben, wesentlich jüngeres Alter, nämlich nachoherkretazisches, wird aber als wahrscheinlicher angenommen.

Nach eigenen Beobachtungen sind die Tuffe nicht nur in der „Gangspalte“ sondern auch S davon bis zur Josef Gangl-Gasse in den Wiesen und Äckern als Lesestücke anzutreffen. Sedimentäre Komponenten sind in allen von mir aufgesammelten Stücken reichlich vertreten. Außer den roten und grauen Jurakalken finden sich auch rote, graue, braune und schwarze Tone, wie sie immer wieder von uns mit den pikritischen Gesteinen verbunden gefunden wurden.

Zur Dünnschliffuntersuchung C. Hlawatschs kann nichts wesentliches hinzugefügt werden.

26. Vulkanische Gesteine im Turonkonglomerat aus der Gogolgasse (Wien XIII.)

A. F. Tauber (21, S. 152) beschreibt vom O-Ende der Gogolgasse im XIII. Bez. NO Punkt 226 am Fuße des Roten Berges ein durch Fossilien belegtes Turonkonglomerat aus radiolarien- und foraminiferenführenden Mergeln, dann grünen Mergeln und schwarzen Kalken. In diesem Konglomerat liegen Gerölle (oder Auswürflinge?) von Eruptivgesteinen.

Unter diesen Eruptivgesteinen sind zwei sich stark unterscheidende Typen zu trennen. Typ 1 ist mit unseren Pikriten absolut zu vergleichen, während Typ 2 blasig-schlackige Gesteine umfaßt, die mir bisher nicht bekannt waren.

Typ 1: U. d. M. schwimmen in einer chloritisierten, feinkörnigen Grundmasse Olivinpseudomorphosen (chloritisiert) und undeutlich begrenzte Kristalle, die man wegen der angedeuteten Sanduhrstruktur als ehemalige Augite deuten kann. Ganz dünne (0.01 mm) und sehr lange (0.3 mm) Apatitnadeln zeigen die für unsere Gesteine so charakteristische „Seele“. Limonitisierter Magnetit, Leukoxen (vielleicht auch Anatas), sind die Reste der Erze. Biotit fehlt sonderbarerweise. Trotzdem ist dieses Gestein zu den Pikriten zu zählen und mit ihnen als identisch zu erachten. Das Mengenverhältnis der Bestandteile konnte nur geschätzt werden:

Olivin, Augit, Grundmasse ..	85 Vol.-%
Apatit	5 „
Erz	8 „

Typ 2: Hierher gehören schlackig-blasige Gesteine, die durch ihre starke Limonitisierung und rotbraune Farbe auffallen. Die Grundmasse war sicher glasig und besteht jetzt aus Chlorit, der sich meistens rosetten- und sternförmig gruppiert und durch Limonit braungefärbt erscheint (Entglasung). Nur vereinzelt sind Biotitblättchen und serpentinierte Olivin-

pseudomorphosen der intratellurischen Phase zu finden. Einige Umrisse könnte man als Feldspate deuten; sichere Anhaltspunkte fehlen jedoch. Anataskörner (sekundär) sind häufig, Limonitstaub erfüllt das Gestein vollkommen. Die Blasenräume (2 mm Durchmesser) sind konzentrisch von mehreren Chloritmineralien erfüllt.

Die übrigen Komponenten des Konglomerates sind verschieden körnige Kalke, zum Teil mikrofossilreich, glimmerreiche Quarzsandsteine, Quarzite und Arkosen. Der Kitt besteht aus Kalk, in dem Quarzbruchstücke, Muskowitblättchen und vereinzelt Granatkörner liegen.

Dieses aus dem Flysch stammende Vorkommen ist für die Altersstellung der basischen Gesteine von ausschlaggebender Bedeutung, da wir dadurch einen Vulkanismus vor oder während der Ablagerung des Toronkonglomerates beweisen können.

27. Pikrit von der Straßenkreuzung Schrutkagasse—Turgengewasse

Ein ebenfalls von A. F. Tauber entdecktes Pikritvorkommen liegt an der Straßenkreuzung Schrutkagasse—Turgengewasse im XIII. Wiener Gemeindebezirk, das bei einer Aufgrabung aufgeschlossen wurde. Leider ist es infolge Zeitmangels nicht mehr möglich gewesen, dieses Vorkommen petrographisch zu behandeln. Ein kurzer Bericht gemeinsam mit A. F. Tauber soll demnächst gegeben werden.

28. Pikritblöcke vom Hackenberg, Hütteldorf

Im Frühjahr 1950 fand ich außerhalb der Tiergartenmauer, die vom Wiental aufsteigend am Osthang des Hackenberges (P. 411) nach SW zieht in zirka 370 m Höhe (etwas höher als die Sprungschanze) mehrere kleine Pikritstücke und einen größeren (30 cm Durchmesser) Block. Sie sind feinkörnig, grün und stark zersetzt.

U. d. M. erscheint das Gestein schwach porphyrisch mit pseudomorphisierten Olivin- und Augiteinsprenglingen. Die Grundmasse besteht aus Biotit, Apatit, oktaedrischem Magnetit, Leukoxen und einem feinen Chloritgewirr.

Olivin, Augit	61 Vol.-%
Biotit	21 „
Erz	15 „
Apatit	3 „

Diese Blöcke liegen mitten in den Inoceramenschichten.

29. Pikrit vom Haltertal, Hütteldorf

Nach einer Mitteilung von K. A. Gebhard und C. Hlawatsch (22) fand J. V. Kastner (siehe auch 9) im Schrebergarten des Herrn Kopac im Haltertal, Wien XIII., Bujatigasse, 60 Schritt vom letzten Haus (Nr. 16) einen Pikritgang, der die charakteristischen Inoceramenschichten des Flysch durchdrungen und kontaktmetamorph beeinflusst hat. Das porphyrische Gestein zeigt gut umrissene Olivinpseudomorphosen (Kalzit) als Einsprenglinge und in der Grundmasse, die eine Andeutung von Intersertalgefüge

zeigt, langgestreckte Augitpseudomorphosen, xenomorphe Magnetitkörner, Apatitsäulchen, Biotit, Titanit und einen feinen Chloritfilz. Feldspate konnten nicht nachgewiesen werden.

Olivin, Augit, Grundmasse ..	80 Vol.-%
Biotit	9 „
Erz	6 „
Apatit	2—3 „

30. Pikrit vom Steinhof

70 m O der Endstelle der Straßenbahnlinie 47, vor dem westlichen Haupttor der Heil- und Pflegeanstalt Steinhof konnte A. F. Tauber am Weg und auf der Wiese grüne Pikritstücke aufsammeln, die sich in keiner Weise von dem Gestein im Haltertal unterscheiden.

31. Pikrit vom Satzberg

In der Seichtwasserkreide der Klippendecke am Satzberg wurde von R. Grengg (23) ein weiterer, zweifellos anstehender Pikritgang, entdeckt. Das Gestein steht „in einem den Berghang tief durchfurchenden Wasserriß“ an. „Das obere Ende der Schlucht liegt etwa 40 m tiefer als die Kuppe des Satzberges (433 m Seehöhe) und verläuft im Verwitterungslehm von Flyschgesteinen.“

Das Gestein ist blaugrün, feinkörnig mit grobkörnigen Schlieren, zum größten Teil aus Biotit bestehend. Im Dünnschliff ist es dem Gestein vom Haltertal sehr ähnlich, nur etwas feinkörniger. Grengg gibt in seiner Beschreibung Plagioklas pseudomorphosen an, während Biotit bei ihm fehlt oder nur sehr wenig auftritt, während in meinen Schliffen kein Plagioklas auftritt und Biotit häufig ist. Leistenförmige Augite und die Biotitblättchen bilden die Sparren eines Intersertalgefüges, zwischen denen ein Kalzit-Chloritgemenge, sicherlich aus Olivin entstanden, eingeklemmt ist. Daneben liegen Magnetitkörner, Leukoxenhäufchen und Apatitnadeln. Zeolithbüschel (Desmin?) und Quarzkörner sind als sekundäre Mineralien zu erwähnen.

Eine von F. Müller durchgeführte Analyse (in R. Grengg [23]) ergab:

SiO ₂	32.46%
TiO ₂	0.98%
Al ₂ O ₃	12.66%
Fe ₂ O ₃	8.68%
Cr ₂ O ₃	0.22%
V ₂ O ₅	0.02%
FeO	7.95%
MnO	1.29%
MgO	8.64%
CaO	12.84%
K ₂ O	0.09%
Na ₂ O	0.24%
B ₂ O ₃	0.75%
H ₂ O	3.84%
CO ₂	9.07%

Summe... 99.73%

Der hohe CaO- und CO₂-Gehalt, ebenso der hohe H₂O-Gehalt zeigen den starken Umwandlungsgrad an, so daß eine Auswertung der Analyse keinen Sinn hat.

Da Feldspat in diesem Gestein fehlt, ist es als Pikrit und nicht als Diabas zu bezeichnen.

Der Dünnschliff einer gröberen Schliere ist dem Schliff vom Gestein Nr. 7 von der Eichwiese zum Verwechseln ähnlich. Es besteht in der Hauptmasse aus Biotit, außerordentlichen langen Augitpseudomorphosen, Apatitnadeln und Erzkörnern. Die Zwischenräume sind wieder von Kalzit, Chlorit, Quarz und Zeolith ausgefüllt.

Die optische Vermessung des normalen Gesteines ergab:

Olivin, Augit	70 Vol.-%
Biotit	21 „
Erz	8 „
Apatit	1 „

32. Pikritgang von der Spiegelgrundstraße

Der Pikritgang in der Spiegelgrundstraße (Wien XIII.) ist einer von den am längsten bekannten und von R. Grengg (24) ausführlich beschrieben. Er durchschlägt die tonig-mergeligen Schiefer der unteren Kreide. Kontaktwirkungen (Frittung) reichen von diesem etwa 2 m mächtigen Lagergang bis 20 cm in das Nebengestein.

Olivin	22 Vol.-%
Augit	51 „
Biotit	15 „
Magnetit	10 „
Apatit	2 „

Bei der Betrachtung der Mengenverhältnisse aller Gesteine fällt auf (siehe die nebenstehenden Tabellen), daß nur im Dünnschliff von Block 7 von der Eichwiese und in einigen Basalttypen vom Lainzer Hochbehälter (nach Köhler) kein Olivin nachgewiesen wurde, während alle anderen Gesteine Olivin von 15 oder 20 Vol.-% bis mehr als 50 Vol.-% (im Durchschnitt 30—40%) enthalten. Ebenso konnte Augit in den meisten Typen in einer Menge von 20 bis 30 Vol.-% festgestellt werden. Hornblende war nur in einigen Gesteinen absolut sicher aufzufinden und kann dann 20% des Gesteines einnehmen. Der Biotitgehalt schwankt zwischen weiten Grenzen von 0 bis 30%, ist aber fast immer vertreten. Plagioklas tritt nur in den Gesteinen vom Pöllatal und in wenigen Typen vom Hochbehälter auf. Die Erze, Magnetit und Ilmenit, ebenso der Titanit, können fehlen, meist sind aber einige Vol.-% vorhanden. Ein für alle Gesteine charakteristischer Bestandteil ist der Apatit, dessen Menge bis zu 5% ansteigen kann.

Eine graphische Darstellung der Mineralgehalte in Prozenten versinnbildlicht sehr deutlich die Verwandtschaft aller Vorkommen. Auch das Bild des Gesteines 7 von der Eichwiese findet eine zwanglose Erklärung, wenn man es mit der biotitreichen Schliere vom Satzberg vergleicht und als

Nummer	Fundort	Gesteins- bezeichnung				Olivin	Augit	Hornblende	Biotit	Plagioklas	Ilmenit	Magnetit	Titanit	Perovskit	Apatit	Granat	Grundmasse	Leuzit	Zirkon	Nephelin	
1	Überlanden	P				+	+	?								+					
2	Pöllatal I	P				+	+		+	+	+	+	+		+			+			
2	Pöllatal II.....	P				+	+		+	+	+	+	+		+			+			
3	Pöllatal		B			+	+		+	+	+	+	+		+						
4	Grub	P				+	+	+	+		+	+			+						
5	Eichwiese.....	P				+	+		+			+	+		+						
6	Eichwiese.....	P				+		+	+		+	+	+		+						
7	Eichwiese.....	P							+		+	+	+		+				+		
8	Jägerhaus	P				+	+		+		+	+			+				+	+	
9	SW Antonshöhe ...	P				+	+		+		+	+	+		+		+	+	+	+	
9	SW Antonshöhe			T		+		+	+		+	+	+		+		+	+	+	+	
10	Antonshöhe	P				+	+		+		+	+	+		+			+			
11	St. Georgenberg	P				+	+	?	+			+	+		+						
12	St. Georgenberg	P				+	+	?	+			+	+		+						
13	Dorotheer Wiese....	P				+				+											
14	Reservoir P 828	P																			
15	Hochbehälter		W			+	+		?			+									
	„		BOG			+			+	+	+	+									
	„	P				+	?		+		+	+			+						
	„	P	M			+	+		+	+					+						
	„	HP				+		+	+			+			+					+	
	„		B			+			+	+		+	+		+	+					?
	„		BL			+	+		+	+		+	+		+	+					?
	„			T		+		+	+	+	+	+			+						?
	„			BT		+	?		+	+		+			+				?		
16	Hohenauer Wiese ..	P		T																	
17	Katzengraben	P				+	+		+		+	+			+						
18	Geröll, Katzengraben	P				+	+		+		+	+			+						
19	Friedensstadt	P				+	+		+		+	+			+						
20	Hörndlwald	P		T																	
21	Hochwiesen	P				+	+	?	+		+	+			+						
22	Löfflerg. 53	P				+	+		+		+	+			+						
23	Löfflerg. 37			T		+	+		+		+	+			+						
24	Jagdschloßg. 89			T		+	+		+		+	+			+						
25	Roter Berg			T		+	+		+		+	+			+						
26	Gogolgasse	P		(T?)		+	+		+		+	+			+			+			
27	Schrutkagasse	P																			
28	Hackenbergl	P				+	+			+	+				+						
29	Haltertal	P				+	+		+		+	+			+				+		
30	Steinhof	P																			
31	Satzberg.....	P				+	+		+		+	+			+						
32	Spiegelgrund	P				+	+		+		+	+			+						

P = Pikrit

HP = Hornblendareicher Pikrit

PM = Mandelstein

BOG = Biotit-Olivin-Gabbro

W = Wehlrit

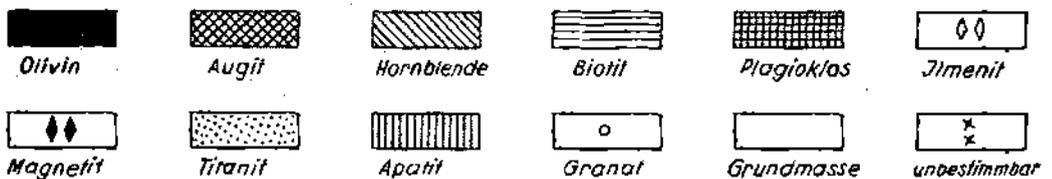
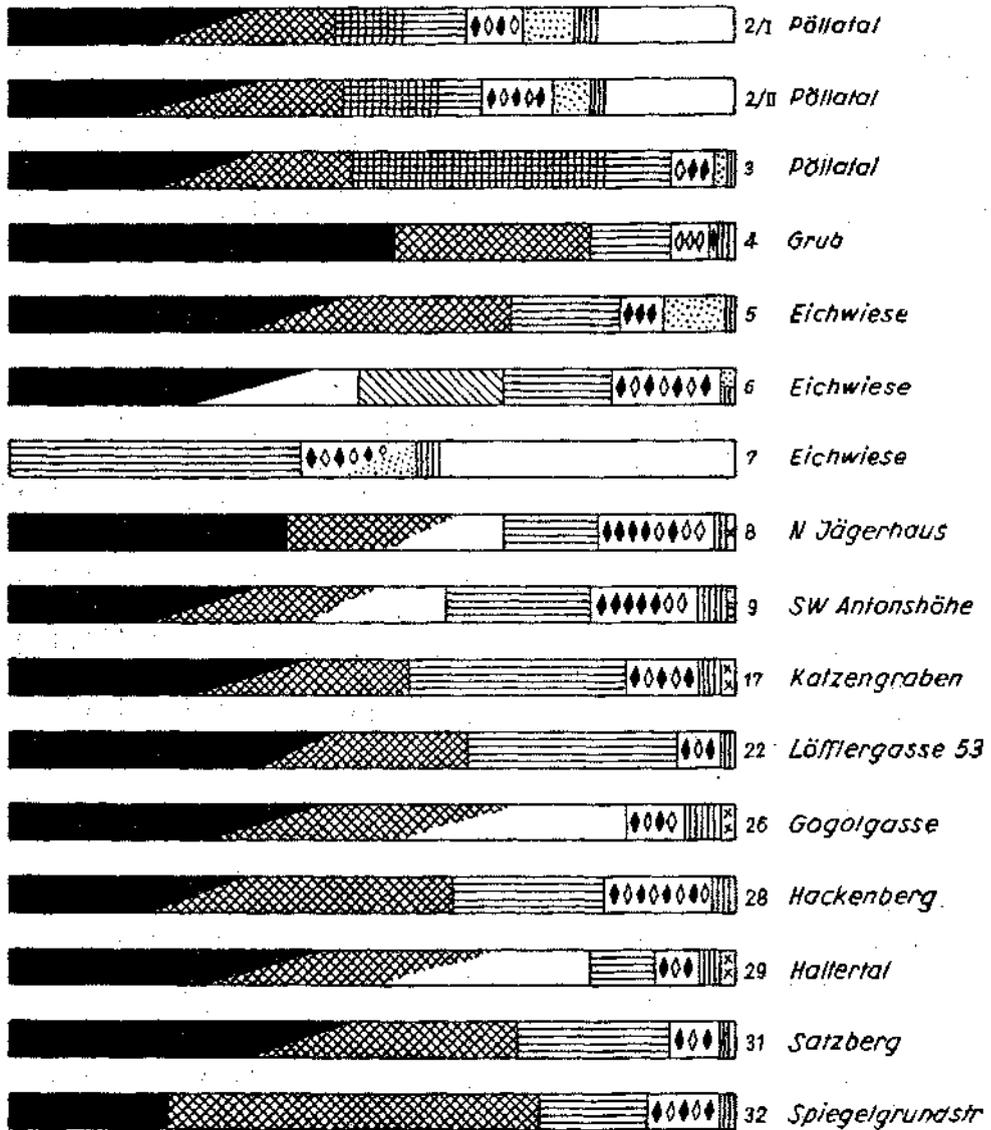
B = Basalt

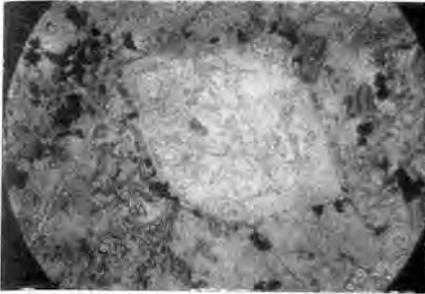
BL = Basaltlava

T = Tuff oder Tuffit

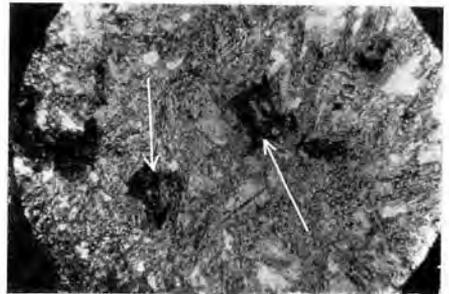
BT = Basalttuff

Graphische Darstellung der Mengenverhältnisse der Mineralien in den pikritischen Gesteinen der Umgebung Wiens

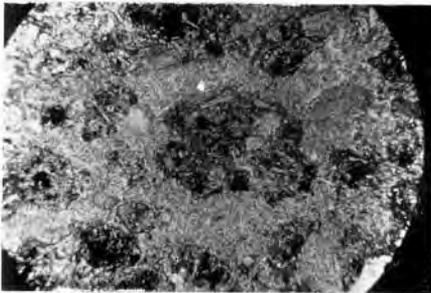




Olivinseudomorphose im Pikrit,
Steinbruch Bernhard, N. Grub,
Vergr. 20 ×



Dünnschliff des Pikritgerölles aus dem
Katzengraben mit Perowskitpseudom.
Vergr. 20 ×



Pikrittuff, Löfflergasse 37,
Vergr. 20 ×



Pikritgang im Katzengraben,
(Lainzer Tiergarten)



Pikritblock, Steinbruch Bernhard,
N. Grub b. Heiligenkreuz



Eruptivgesteinsblock im Blockstrom vom
Hochbehälter im Lainzer Tiergarten

solche betrachtet. Das mikroskopische und mineralische Aussehen spricht für die Abstammung aller Gesteine aus einem einheitlichen Magmabassin und für einen einheitlichen, autochthonen Vulkanismus.

Suchen wir in nächster und weiterer Umgebung nach Parallelen zu unseren Gesteinen, so finden wir im subbeskidischen Raum Pikrite und die bekannten Teschenite, Gesteine, die nicht nur in ihrer mineralogischen Zusammensetzung, sondern auch in ihrer zeitlichen Entstehung große Ähnlichkeiten mit unseren zeigen. Die Teschenite durchdringen die oberen Teschener Schiefer, die in das Valangien gestellt werden, können also unterkretazisch, wahrscheinlich aber jünger (möglicherweise sogar neogen, Slavik [27]) sein. Nach den neuen Vorstellungen von H. Beck und G. Götzinger (28) sind die Intrusionen der Teschenite bereits im Aptien oder Gault abgeschlossen gewesen.

Aber auch im Westen (Allgäu) finden sich in der Flyschzone basische Gesteine, die man in unsere Betrachtungen einbeziehen sollte. Leider ist mir über dieses Gebiet neuere Literatur nicht zugänglich, so daß unmittelbare Vergleiche leider nicht angestellt werden konnten. (Unter der älteren Literatur siehe 29 und 30.)

Zunächst mag auch die Tatsache festgehalten und erwähnt werden, daß von den 32 bisher bekannten Fundpunkten nur sieben Tuffe geliefert haben, die alle im Bereich zwischen dem Vorkommen SW der Antonshöhe und dem Roten Berg gelegen sind.

3. Zur Frage der Altersstellung der Eruptivgesteine

Eine ganze Reihe von Erscheinungen ist bei der Beurteilung der Altersstellung der Eruptivgesteine mit zu berücksichtigen, die wohl nicht alle gleich schwerwiegend sind, hier aber doch durchbesprochen werden sollen, da sie alle zur Gesamtbeurteilung beitragen.

Die ältesten Gesteine, in denen Eruptivmaterial aufgearbeitet bekannt wurde, sind von A. F. Tauber (21) als Obere Kreide (Turon) beschrieben worden. Für den Bereich des Alpenabbruches bei Wien sind dies die ältesten sicheren Hinweise. Aus den Kalkalpen bei Lilienfeld beschrieb W. Neubauer (31) kürzlich Diabasdetritus in klastischen Gesteinen neokomen Alters und F. Bauer (32) 1.5 km N des Kalkalpenrandes aus dem Flysch bei Kirchdorf a. d. Krems einen Serpentin unbestimmten Alters.

Einen weiteren Anhaltspunkt geben die Pikrite und Tuffe, die in wenig mächtigen Gängen oder Strömen und in tellergroßen flachen Kuchen in rote Tone und Schiefertone vom Katzengraben im Lainzer Tiergarten bis zur Jagdschloßgasse eingebettet sind. Wir halten es nicht für wahrscheinlich, daß dies ausgewalzte Schwärme von Pikritapophysen sind, sondern denken an ausgeflossene und ausgespratzte Pikrite, Pikrituffe kleiner und kleinster Ausdehnungen, die dann als gleichzeitig mit den oberkretazischen oder eozänen roten Schiefertönen aufzufassen wären.

Gänge, eingedrungen in Flyschgesteine verschiedensten Alters, sind für die Altersdeutung direkt nicht verwertbar. Eine Ausnahme macht vielleicht der Pikritgang von der Spiegelgrundstraße, der nach R. Grengg die untere Kreide durchschlägt und Kontakte hinterläßt.

Den nächsten Hinweis gibt uns der Blockstrom von Lainz. In erster Linie ist daran festzuhalten, daß die Altersdeutung Stinis (7) für den ganzen

Blockstrom als Hochorton auch heute noch gilt und durch weitere Funde von angebohrten Flyschblöcken bestätigt werden konnten. Wir sind der Meinung, daß die Deutung als Murgänge durch Stini (7) den Tatsachen näher kommt, als die Deutung R. Grenggs (12), welcher das Vorkommen mehr vom geschiebekundlichen Aspekt betrachtet, die Aufbereitung der im Murgang enthaltenen Blöcke der Wirkung der Brandung zuschreibt, allerdings den Blockstrom selbst auch als abgerutschte Blocklehm-masse auffaßt. Wir möchten darauf hinweisen, daß derartige murgangähnliche Schlammströme mit Blockmassen an tropischen Vulkanen eine durchaus alltägliche Erscheinung sind. Sie finden ihre Erklärung dadurch, daß ursprünglich trockenes, unsortiertes vulkanisches Auswurfmaterial bei starker Durchfeuchtung gerne „murgangähnlich“ ins Fließen gerät und bis weit an den Flanken der Vulkane herabwandert. Das Detailbild der Blocklehm-schichten, Fig. 2 in A. Köhler und A. Marchet (6), ist ein sprechendes Beispiel hierfür.

Auf die Textur einiger in dem Blockstrom von Lainz enthaltenen vulkanischen Gesteine soll noch besonders hingewiesen werden; es sind dies Kugeltuffe (Lapillituffe), Aschentuff, Brockentuff, Tuffite, Tuffite mit Aschen usw., die alle darauf hindeuten, daß der murgangähnliche Blockstrom die Trümmer eines sehr deutlich aus geschichtetem Material bestehenden Vulkangebäudes zu Tal gefördert hat. Da andererseits auch Tiefengesteine (Wehrlit, Gabbro) in dem Blockstrom enthalten sind, so weist dies u. E. doch darauf hin, daß wohl explosionsartig ein älterer Vulkankörper zerstört und erst aus diesem Trümmermaterial sich der „Murgang“ gebildet hat.

Das Alter des Murganges selbst ist relativ genau festgelegt. Für die zeitliche Beurteilung des vulkanischen Geschehens wichtig ist der Hinweis, daß sich vor dem Entstehen des Murganges in unserem Gebiet ein Vulkankörper befunden haben muß, der von Lapilli- und Aschentufflagen ummantelt oder aus ihnen aufgehaut war. Über das Alter dieser vulkanischen Phase haben wir keine Anhaltspunkte. Vielleicht ergeben in Zukunft Aschenstreuungen im Schwermineralspektrum der miozänen Beckensedimente oder im Flysch einen Hinweis.

Wenn man alle die erwähnten vulkanischen Erscheinungen überblickt¹⁾, ergibt sich, daß seit der Oberen Kreide autochthone vulkanische Aktivität vorhanden war und zur Zeit der Sedimentation der roten Schiefertone, das ist wahrscheinlich oberste Kreide oder unterstes Tertiär mit den explosionsartigen Tuffauswürfen und den verschiedenen Ausflüssen einen Höhepunkt erreichte. Das Auftreten der Eruptivgesteine in der Klippen- und in der Flyschzone und ihr Fehlen in den Kalkalpen beweist wohl, daß der Vulkanismus die Aufschiebung der Klippendecke auf den Flysch überdauert hat, oder nach dieser Überschiebung stattfand, aber mit der Aufschiebung der kalkalpinen Decken auf den Flysch bereits erloschen war. Für einen Vulkanismus in jüngerer, etwa tortoner Zeit liegen keinerlei Beweise vor, ebensowenig wie für ein höheres Alter, das von L. Kober angenommen wird. Er schreibt

¹⁾ Die Arbeiten von H. P. Cornelius, nl.

„Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie“ Sitz. Ber. Österr. Akad. d. Wissensch. Abt. I, 158 Bd. 7. u. 8. Heft 1940.

„Basische Eruptivgesteine aus der Untertrias von Puchberg am Schneeberg (N. Ö.)“ Anz. Österr. Akad. d. Wissensch. Jahrg. 1950 Nr. 5 konnten nicht mehr mitverarbeitet werden.

(25, Seite 64), daß alle „grünen Gesteine“ sich an der „großen Reißstelle, an der die oberostalpine Decke sich von der unteren spaltet“, aufdringen. Somit wären nach L. Kober die Pikrite zu den Opholithen zu rechnen.

Nehmen wir oberkretazisches-untertertiäres Alter für die Pikrite an, stellen sich zwar der Einordnung unseres Magmatismus in das Stillesche Normalschema der Beziehungen zwischen orogenetischen und magmatischen Geschehen Schwierigkeiten entgegen. Daß die die pikritischen Gesteine liefernde Schmelze zumindest alkalisch tendiert, wenn nicht ausgesprochen alkalisch war, steht außer Zweifel. Das heweisen die nachgewiesenen Mineralien Perowskit, Leuzit und Nephelin und bekräftigt der offenbar hohe Ti-Gehalt (Leukoxen als Umwandlungsprodukt in den Augiten und Biotiten, Ilmenit). Trotzdem widerstrebt es uns, diesen Vulkanismus einen finalen zu nennen. Wenn sich unsere Gesteine nicht in das Normalschema Stilles zwanglos einordnen lassen, stellen sie deshalb keinen vollkommen aus den Rahmen fallenden Einzelfall dar. Stille selbst und dann W. E. Petrascheck haben gezeigt, daß derartige Unstimmigkeiten auch in den Balkaniden auftreten und die Verhältnisse im einzelnen viel komplizierter sind.

Die Spuren der vulkanischen Tätigkeit in der Wiener Umgebung nehmen an der Oberfläche heute keinen großen Raum ein. Trotzdem bilden sie einen mit dem Bau unserer Landschaft tief verwurzelten wichtigen Zug.

Im Sommer 1950 konnten während der Bauarbeiten im Hörndlwald, die noch nicht abgeschlossen sind, zahlreiche Beobachtungen von H. Küpper und mir gesammelt werden. Neue wichtige Aufschlüsse werden noch erwartet, die wahrscheinlich endgültige Schlüsse über die Altersstellung unserer Gesteine zulassen werden. Ein eingehender Bericht über dieses außerordentlich interessante Vorkommen im Hörndlwald gemeinsam mit H. Küpper soll in Kürze gegeben werden. Ich möchte hier auch noch festhalten, da dieser zweite Abschnitt zum Teil eine Gemeinschaftsarbeit mit Herrn Doz. Dr. Küpper ist und daß mehrere Absätze unverändert aus seinem Manuskript übernommen wurden. Für diese Großzügigkeit, die Überlassung von Untersuchungsmaterial aus seinen Aufsammlungen, sowie für die weitestgehende Förderung meiner Arbeit bin ich Herrn Doz. Dr. Küpper zu ganz besonderem Dank verpflichtet.

Das „Pikritproblem“ wurde mit Herrn Prof. Dr. H. Leitmeier und Herrn Prof. Dr. A. Köhler sehr oft und eingehend diskutiert. Für viele Anregungen und manche Gedankengänge sei ihnen an dieser Stelle gedankt. Herr Min-Rat Dr. E. Bandl, Herr Dr. A. F. Tauber und Herr Dr. Sabata stellten großzügig von ihnen gesammeltes Material zur Verfügung; auch ihnen möchte ich meinen wärmsten Dank aussprechen.

4. Literatur

1. A. Spitz: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitt. d. Wr. Geol. Ges. 1919, XII. Bd., p. 1—115.
2. A. Spitz: Geologische Karte der niederösterreichischen Voralpen zwischen Mödling- und Triestingbach. 1910—1915.
3. P. Solomonica: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. d. Wr. Geol. Ges. 1934, XXVII. Bd., p. 75.
4. K. Friedl und L. Waldmann: Neue Vorkommen von Pikrit im östlichen Wiener Wald. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, XXIII. Bd., 1930, p. 122.

5. F. Trauth: Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, XXI. Bd., 1928, p. 35.
6. A. Köhler und A. Marchet: Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten in Wien. Min. u. petr. Mitt., 51, 1939, p. 102—140.
7. J. Stiny (unter Mitarbeit von F. Trauth): Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Jb. Geol. B. A., Wien 88. 1938, p. 35—48.
8. R. Tillmann: Der Bau des Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Österr. Ing. u. Arch.-Ver. 1936, Heft 21—22, 25—26, 33—34, und: Allg. Bauzeitung 15, 1938.
9. J. V. Kastner: Ein merkwürdiges geologisches Vorkommen bei Wien. Die Natur. Wien 1936, 4. Heft, p. 81—83.
10. J. Stiny und F. Trauth: Bericht über den Fachaussflug im November 1934 zu den Aushubarbeiten für den Bau des neuen Hochbehälters im Lainzer Tiergarten. Mitt. Geol. Ges. Wien, 28. Bd., 1935, p. 178—179.
11. J. Stiny: Ein vorgeschichtlicher Feuerberg bei Wien. „Wiener Zeitung“ Nr. 324 vom 25. November 1937.
12. R. Grengg: Geschiebekundlich bemerkenswerte Aufschlüsse im Lainzer Tiergarten und seiner nächsten Umgebung. Z. f. Geschiebeforschung u. Flachlandsgeologie, 13, 1937, p. 111—119.
13. E. Rauscher: Über neuere geologische Erkenntnisse beim Bau des neuen Hochbehälters im Lainzer Tiergarten. Die Natur. Wien, 13, 1937, p. 124—126.
14. N. N.: Ein erloschener Vulkan vor den Toren Wiens. „Reichspost“ Nr. 307 vom 7. November 1937, Wien.
15. J. Stiny, A. Köhler und A. Marchet: Bericht über die Besichtigung der Baugrube für den Großwasserbehälter im Lainzer Tiergarten bei Wien. Mitt. Wiener Min.Ges. Nr. 103 in Min.petr. Mitt., 49, 1937, 465—470.
16. A. Köhler und A. Marchet: Vorläufiger Bericht über jungvulkanische Gesteine im Lainzer Tiergarten bei Wien. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1937, Nr. 14, p. 1—4.
17. A. Köhler: Vulkanisches aus Lainz. Neues Wiener „Tagblatt“ vom 9. Jänner 1938.
18. E. Bandl: Vulkanische Funde am Wiener Stadtrand. „Amtsblatt der Stadt Wien“ Nr. 78 vom 29. September 1948.
19. E. Bandl: Alte Landschaftsformen im Lainzer Tiergarten. Ebenda Nr. 48 vom 15. Juni 1949.
20. E. W. v. Hochstetter: Die Klippe von St. Veit bei Wien. Jb. Geol. R. A., Wien, XLVII. Bd., 1897, p. 95—156.
21. A. F. Tauber: Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. Mitt. Reichst. f. Bodenf., Zweigt. Wien 1945, p. 145.
22. K. A. Gebhardt und C. Hlawatsch: Ein neues Vorkommen von Diabas („Pikrit“) in Hütteldorf bei Wien. Verh. Geol. B. A. Wien, 1930, p. 140—142.
23. R. Grengg: Über die basischen Eruptivgesteine im Wiener Flysch. Verh. Geol. B. A., Wien, 1922, p. 136—138.
24. R. Grengg: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof. (Wien XIII.). Verh. Geol. B. A. Wien, 1914, p. 265—269.
25. L. Kober: Wiener Landschaft. Wien 1947, p. 64.
26. L. Kober: Vom Bau der Erde zum Bau der Elemente. Wien 1949.
27. F. Slavik: Pikrit aus dem Liegenden des naphthaführenden Neogens von Gbely. Příroda 23, Heft 10 und 12, Brünn 1930, Ref. s. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont., 1932, II, p. 387.
28. H. Beck und G. Götzinger: Erläuterung zur geologischen Karte des Ostrau-Karwiner Steinkohlenbeckens, der Westbeskiden und des südlichen Randgebietes. Herausgegeben von der Geol. B. A. Wien, 1932.
29. K. Reiser: Die Eruptivgesteine des Allgäu. Min.-petr. Mitt., 10, 1889, p. 500—548.
30. A. Pichler: Beiträge zur Geognosie Tirols. Neues Jb. Mineral. Geol. Paläontol. 1875, p. 926—936.
31. W. Neubauer: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Der Typus voralpiner Deckenbaues. Mitt. Ges. d. Geol. u. Bergbaustudenten in Wien, 1949, Heft 1, p. 16.
32. F. Bauer: Die Kalkalpen und der Flysch im Bereich des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. Dissertation. Universität Wien, Juni 1950.

Dritter Abschnitt:

Beobachtungen zur Landschaftsentwicklung vom Pliozän bis zur Gegenwart

In jenen Zeitraum, der abgesteckt ist einerseits durch die jüngsten Bildungen des Pannon, andererseits durch die Silte, Sande und Schotterbänke der heutigen Donau, fallen die Grenzlinien, die den Übergang von geologischer zu prähistorischer und von prähistorischer zu historischer Überlieferung kennzeichnen. Unabhängig von diesen wohl begründeten, aber doch fiktiven Grenzen vollzieht sich die geologische Weiterentwicklung unserer Landschaft bis zum heutigen Tag. Während wir gewöhnt sind, den genannten Zeitraum „nur“ als Randgebiet der Geologie aufzufassen, ist die Situation faktisch so, daß hier neben die geologische Dokumentation die der historischen Disziplin tritt, allerdings die geologische an Verfeinerung des Zeitmaßes übertreffend. Trotzdem sollte dies nicht abhalten, das Walten der geologischen Kräfte neben anderen Zeitmaßstäben bis an den heutigen Tag zu verfolgen. Die Grundlinien einer derartigen Betrachtungsweise und neuere Resultate wurden kürzlich, soweit sie das engere Gebiet von Wien betreffen, dargestellt (Küpper, 1950). Bevor näher auf Spuren tektonischer Bewegungen, welche in diesen Zeitraum fallen, eingegangen werden soll, ist es nötig, das Gebiet als Ganzes abzugrenzen. Zeitlich entspricht es jenem Intervall, welcher durch die das Pannon diskordant überdeckenden Schotter (Laaerbergsschotter) einerseits und die heutigen Donauabsätze andererseits abgesteckt ist. Während über die letztgenannte heutige Zeitmarke kein Zweifel besteht, darf über die Diskordanz der Laaerbergsschotter noch folgendes erläuternd bemerkt werden:

Während in der oben erwähnten Studie nur prinzipiell das Übergreifen der Laaerbergsschotter auf Mittel-Sarmat — Mittel-Pannon E — Ober-Pannon G-H erwähnt wurde, sollen hier nach A. Papp die jüngsten unter der Diskordanz gelegenen Sedimente zeitlich genauer festgelegt werden. Im Gebiet von Moosbrunn liegen neuere Aufsammlungen vor, die wir A. Papp verdanken; er berichtet hierüber folgendes:

Moosbrunn (alte Grube etwa 400 m N vom Friedhof) enthält in den Tonen folgende Arten:

- Prososthenia sepulcralis sepulcralis* (Partsch) sehr häufig.
- Valvata optusaeformis* Halavats.
- Viviparus loxostomus* (Sandberger)
- Melanopsis bouei tortispina* Papp.
- Theodoxus moosbrunnensis* Papp.
- Pisidium* sp.
- Anodonta* sp.

In diesen Tonen, die zum Hangenden eine gelbliche Farbe annehmen, liegen Kalklinsen mit maximal 20 cm Mächtigkeit, aus welchen folgende Arten bestimmt wurden:

- Prososthenia sepulcralis sepulcralis* (Partsch) sehr häufig.
- Melanopsis bouei tortispina* Papp.
- Melanopsis bouei sturi* Fuchs.
- Lymnea* sp.
- Bithynia* sp.
- Planorbis* sp.
- ? *Hydrobia* sp.

Süßwasserkalke von Velm.

- Viviparus loxostomus* (Sandberger)
- Prososthenia sepulcralis sepulcralis* (Partsch).

Vorstehende Faunen sind in die Zone G, Papp 1948, zu stellen.

Der Süßwasserkalk vom Kuckucksberg bei Rauchenwarth enthält keine spezifisch bestimmbareren Arten.

Lymnaea sp.

Planorbidae indet.

Diese Kalken enthalten eine reine Süßwasserfauna und dürften jünger sein als Zone G, sie stehen somit in Zone H.

Die erwähnten Süßwasserkalken vom Kuckucksberg liegen etwa 100 m stratigraphisch über den Fossilfundpunkten von Moosbrunn und entsprechen wiederum den Eichkogel-Gipfelkalken.

Über diesen pannonen Tonen mit eingeschalteten Süßwasserkalkklinsen liegen beim Orte Rauchenwarth die Ränder einer Quarzschotterbedeckung, die dem Laaerbergniveau entsprechen.

In der Umgebung von Wien ist dies jene Stelle, wo bisher als jüngstes Pannon belegte Schichten durch Alt Pleistozän überlagert werden.

Soweit neuere Daten zur Fixierung der zeitlichen Lage der Diskordanz an der Basis der Laaerbergsschotter.

Die in der Landschaft so ausgeprägten Geländestufen, welche den Kern von Wien, wie eine schützende Hand, halbkreisförmig umschließen und die sich teilweise auch nach S verfolgen lassen, sind der Anlaß gewesen, daß die Entwicklung der Landschaft vom Zeitpunkt des Verschwindens des pannonen Sees bis zum heutigen Tag in ihren Hauptzügen erkannt wurde als verursacht durch Ausräumung bei gleichzeitiger schrittweiser Absenkung der Erosionsbasis. Es mögen die Flußläufe lokal mehr angeschüttet, anderwärts mehr erodiert haben; das sich aus der Betrachtung der Morphologie ergebende Bild ist das eines schrittweise sich vollziehenden Vorganges. Würde diese schrittweise Entwicklung als ausschließliches Prinzip zurecht bestehen, so wäre zu erwarten, daß der heutige Donaulauf die tiefsteingeschnittene Furche darstellt und die Sohlen aller Seitengerinne dieser Furche wie die Nerven eines Blattes zustreben. Ein tieferer Einblick in den Untergrund der Flußtäler und Terrassen lehrt jedoch, daß die Sohle der Schotter sowie der Tegeluntergrund der Flußauen sich sehr oft nicht gleichmäßig zum Donaulauf absenkt, sondern im Gegenteil von der Donau entfernt sogar tiefer liegen kann als in der Nähe der Donau, und auch daß der Donaulauf selbst über einem verschieden eingebuckelten und daher verschieden aufgefüllten Untergrund dahinströmt.

Daß in die jüngste Landschaftsentwicklung tektonische Bewegungen hineinspielen, wurde durch Kober 1926 prinzipiell formuliert und durch Stini 1932 an Hand von wichtigen Beispielen im großen erläutert.

Soweit neue Beobachtungen über die zeitliche Einstufung der Bewegungen diese älteren grundsätzlichen Feststellungen heute ergänzen können, sollen diese im folgenden dargelegt werden, da sich hieraus Hinweise ergeben, welche für die Fragen des Grundwassers und des Grundwasserhaushaltes von Wichtigkeit sind.

1. Gebiet von Theresienfeld

Im Gebiet SO von Theresienfeld, also in der SW-Fortsetzung der „Längsenke Moosbrunn—Mitterndorf“ (Stini 1932), wurden in den letzten Jahren Bohrarbeiten ausgeführt, deren nähere Durcharbeitung dank dem Entgegenkommen der Wasserwerke der Stadt Wien ermöglicht wurde. Zur

Übersicht und zum Vergleich mit den Rändern der Längssenke diene folgende Tabelle, welche ungefähr einem Querschnitt über das Steinfeld entspricht.

Lokalität	Felixdorf	Theresienfeld SO (III)	Ebenfurt
Seehöhe Terrainoberkante	~285 m	~254 m	~230 m
Seehöhe Unterkante Quartär	~277 m	bei +182 m noch nicht erreicht	~220 m

Aus dieser Gegenüberstellung ergibt sich deutlich, daß sich der „Senkungsstreifen von Mitterndorf“ (Stini) nach SW weiter fortsetzt, und zwar bewiesen bis in das Gebiet von Theresienfeld—Ober-Eggendorf. Im letztgenannten Ort wurde um 1920 eine Tiefbohrung ausgeführt; die Deutung des Bohrprofils weist darauf hin, daß hier die Unterkante des Quartärs nicht über 196 m SH angetroffen sein dürfte. Ist dies im gewissen Sinne nur eine Bestätigung und Erweiterung der Feststellungen Stinis, so sind wir heute in der Lage, über die Art der SO von Theresienfeld durchfahrenen Bildungen Näheres mitzuteilen. Auf Grund von aus mehreren Bohrungen erhaltenen Daten kann gesagt werden, daß im Untergrund dieses Gebietes angetroffen wurden:

	0— 0.3 m	Schottriger Humus
	— 3.5 m	Kalkschotter, sandig
	—15.0 m	Kalkschotter, grob, etwas lehmig
	—19.0 m	Kalkschotter und Sand
	—19.4 m	Kalkschotter zu Konglomeratbank verfestigt
	—29.4 m	Kalkschotter, sandig
obere Lehmzone	{	—29.6 m Lehm, sandig mit Fossilien (erreicht lokal bis 1.5 m Dicke und kann von Konglomeratlinsen durchsetzt sein)
		—37.0 m Kalkschotter und Sand, grob
mittlere Lehmzone	{	—38.0 m Lehm, sandig, fleisch- bis blutrot (lokal gelb, fossilführend, durchsetzt von Konglomeratlinsen)
		—39.0 m Kalkkonglomerat (lokal bis 3 m mächtig)
		—55.0 m Kalkschotter mit Sand
		—56.0 m Kalkschotter
		—68.0 m Kalkschotter und Sand
untere Lehmzone	{	—72.0 m Lehm, rot bis gelb, durchwachsen von bis 1.8 m mächtigen Konglomeratlinsen.

Wir möchten nun als sehr wesentlich hervorheben, daß aus den in den Kalkschottern eingeschalteten Lehmen durch Schlämmen Fossilien gewonnen werden konnten, worüber Dr. Papp folgendes berichtet:

In den angegebenen Teufen wurde folgender Artenbestand angetroffen:

F. D. 1	32·07—32·88	<i>Vallonia pulchella</i> Müller.	} obere Lehmzone
		<i>Trichia hispida</i> Linne.	
F. D. 2	39·6—41·1	<i>Vallonia ennensis</i> Gredler.	} mittlere Lehmzone
		<i>Helicopsis striata</i> Müller.	
		<i>Abida frumentum</i> Drap.	
		<i>Pupilla cupa</i> Jan.	
		<i>Verigo pygmaea</i> Drap.	
		<i>Trichia hispida</i> Linne.	
F. D. 2	29·4—29·69	<i>Helicopsis striata</i> Müller.	} obere Lehmzone
	42·45—42·73	<i>Trichia hispida</i> Linne.	
F. D. 2	44·36—44·53	<i>Abida frumentum</i> Drap.	} mittlere Lehmzone
		<i>Helicopsis striata</i> Müller.	
		<i>Euomphalia strigella</i> Drap.	
		<i>Vallonia ennensis</i> Gredler.	
		<i>Abida frumentum</i> Drap.	

Die Möglichkeiten, aus Bohrproben einen Überblick einer Landschneckenfauna zu gewinnen, sind naturgemäß beschränkt. Trotzdem läßt diese Vergesellschaftung, verglichen mit den Lössen aus dem nördlichen Niederösterreich, den Schluß auf einen unteren Löss zu und wäre vom Riß bis in das Würm I zu erwarten.

Abida frumentum ist eine wärmeliebende Form, ebenso *Euomphalia strigella*, was ein Vorkommen in einem Interglazial in Erwägung ziehen ließe.

Als wesentlich darf also festgehalten werden, daß damit das jungglaziale Alter der Füllung des obersten Teiles des Senkungstreifens von Mitterndorf durch Fossilien belegt ist. Neben dem Fossilgehalt ist das Vorkommen von blut- bis fleischroten Lehmen als Einschaltungen in den Kalkschottern bemerkenswert. Wir möchten diese deuten als Einschaltungen interglazialen Alters. Während bisher Fossilien nur in der oberen und mittleren Lehmzone gefunden werden konnten, so enthält die „untere“ Lehmzone bei etwa 70 m Tiefe ebenfalls rote Färbungszonen, so daß wir nicht zweifeln, daß auch diese noch als ein interglaziales Sediment anzusprechen ist und die Basis der glazialen Schotter bei dieser Tiefe noch nicht erreicht sein dürfte. Aus einem Vergleich ergibt sich ferner, daß näher der Achse der Senkungsrinne die Anzahl der Lehm- und Konglomerateinschaltungen größer ist als an den Rändern und weiter, daß die Rotfärbung von Lehmen zur Achse der Rinne in gelbe Farbtöne überzugehen scheint. Wir möchten vorläufig ausdrücklich davon absehen, die einzelnen Lehmzonen nur auf Grund ihrer Reihenfolge höheren oder tieferen Interglazialbildungen zuzuweisen, hiezu besteht zu wenig Einsicht in die Art der Entstehung des Senkungstrog; nur so viel steht fest, daß der Südteil des Mitterndorfer Senkungstreifens durch jungglaziale Bildungen gefüllt ist und daher der Absenkungsvorgang im Jungglazial noch im Gauge war.

2. Der Untergrund der Prater-Terrasse (Wien XI, II)

Legt man einen Schnitt von den Rudolfsziegelöfen in NO-Richtung bis zur Donau (etwa 750 m SO der Ostbahnbrücke), so ergibt sich bezüglich der Lage der Terrainoberfläche und Quartärunterkante ein Bild, dessen Hauptdaten in folgender Tabelle zusammengefaßt sind. Die Tabelle ist — von oben nach unten gelesen — als ein von Ost (oben) nach West (unten) verlaufendes Profil aufzufassen; die ersten drei Punkte des Profils sind etwa 750 m SO von der Ostbahnbrücke parallel zu dieser angeordnet.

Lokalität	Absolute Höhe Terrain	Absolute Höhe Unterkante Quartär
Ostufer Donau (W-Rand Inundations- gebiet)	157 m	148·5 m
Strommitte	~150 m (Stromsohle)	~148 m
Westufer Donau (750 m SE Ostbahn- brücke)	159 m	147·8 m
W. M. S Maria Grün	157 m	148·1 m
Ostufer Ostbahnbrücke	156 m	150 m
Westufer Donaukanal		~149 m
4 Gaswerk Simmering	158 m	~148 m
3		~140 m
Simmeringer Haupt- straße, Bahnbrücke	167 m	144 m
Rudolfsziegelöfen	200 m	190 m

Totalabstand rund 5 km

Prater-Terrasse

Stadt-Terrasse

Von der Gesamtlänge des Profils (5 km) gehören die westlichsten (untersten) Punkte auf eine Breite von 1 km der Simmeringer- oder Stadt-Terrasse an; diese fällt dann mit dem bekannten Knick zur Prater-Terrasse ab, die dann nur wenig gewellt sich bis zum heutigen Donaulauf erstreckt. In sie ist die Stromsohle bis 150 m SH eingesenkt. Im Gegeusatz biezue sinkt die Unterkante der quartären Schotter rasch von den Rudolfsziegelöfen bis zu einem tiefsten Punkt, der zwischen Simmeringer Hauptstraße und dem Gaswerk Simmering gelegen ist, um dann gegen Osten wieder anzusteigen und zwischen Donaukanal und Donau annähernd horizontal zu verlaufen.

Es ergibt sich hieraus deutlich, daß in diesem Schnitt die heutige Strommitte um mindestens 3 km weiter nach Osten verschoben ist hinsichtlich der tiefsten Stelle der Schotterfüllung, auf welcher sie heute fließt.

Es liegen heute noch zu wenige Daten vor, um entscheiden zu können, ob diese Einmündung hier tektonisch oder erosiv angelegt ist. Sicher ist nur, daß in diesem Schnitt die heutige Stromsohle nicht die im Laufe der jüngsten geologischen Entwicklung tiefste Lage der Erosionsbasis darstellt, sondern daß junge Schotterfüllungen noch tiefer reichen.

Es ist diese Feststellung von Wichtigkeit, weil die Grundwasserverhältnisse dadurch nicht nur vom Laufe der Donau als tiefste Sammelschiene geregelt werden. Soweit junge Schotterfüllungen beträchtlich unter die Sohle der heutigen Donau hinunter reichen, sind diese natürlich auch

Reservoirräume, in welchen sich Grundwässer unabhängig vom Donaulauf bewegen und auch anreichern können.

In diesem Zusammenhang darf auf die dem Profil 4' beigefügte Skizze hingewiesen werden, auf welcher die Hauptströmungsrichtungen der oberflächlich fließenden Wässer und die der Grundwässer dargestellt sind. Die ersteren sind durch den Stromstrich der historischen, unregulierten Donau sowie durch den Lauf der heutigen regulierten Donau gekennzeichnet. Der Grundwasserstrom ist in seiner Richtung in erster Linie bedingt durch die Konfiguration der Grundwassersohle (Schotter/Tegel-Grenze). Der Sinn der Skizze ist darauf hinzuweisen, daß im Gebiet der Schwechatmündung die Achse der Oberflächenwässer exzentrisch liegt hinsichtlich derjenigen der Grundwässer.

Die für die Praxis der Grundwassergewinnung wesentlichsten Punkte wurden bereits anderwärts zusammengefaßt (H. Küpper 1948/50). Hier muß nur ganz allgemein darauf verwiesen werden, daß sehr junge Bewegungen im weitesten Bereiche des Alpenabbruches am Rande des Wiener Beckens festgestellt sind. Wohl ist das Tempo dieser Bewegungsvorgänge derart, daß die Einmündungen durch die gerade in diese gerichtete Schutt- und Schotterstreuung meist immer wieder ausgeglichen werden und einer einfachen Betrachtung von der Oberfläche her meist entgehen. Für alle jene Arbeitsbereiche jedoch, die von der Tiefenausdehnung der oberflächlichsten fluviatilen oder terrestrischen Lockerprodukte abhängig sind (Tiefbau, Grundwasserkunde usw.) ist die Tatsache des Vorhandenseins dieser jüngsten Bewegungen von größter Bedeutung.

Literatur

- Kober L.: Geologie der Landschaft um Wien. J. Springer, Wien, 1926.
 Stini J.: Zur Kenntnis junger Krustenbewegungen im Wiener Becken. Jb. G. B. A. 1932, p. 75.
 Küpper H.: Zur hydrogeol. Situation des südlichen Wiener Beckens.
 I. Teil, Gas, Wasser, Wärme 1948/12.
 II. Teil, Grundwasserbewegungen. Gas, Wasser, Wärme, 1949/10.
 III. Teil, Grundwassercharakterismus und Geologie. Gas, Wasser, Wärme 1950/3.
 Küpper H.: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. Öst. Akad. Wiss. 1950 (im Druck).
 A. Papp und E. Thenius: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Nied. Oest.—Sitz. Ber. Öst. Akad. Wissensch. 158. Bd., 49-10, 1949.

Vierter Abschnitt

Übersetzung der geologischen Resultate in die Sprache der Praxis

Die in den drei vorhergehenden Abschnitten dargestellten Ergebnisse sind in der Terminologie der verschiedenen geologischen Wissensgebiete ausgedrückt. Die sich hieraus ergebenden praktischen Folgerungen sind wohl für den Geologen selbstverständlich; da sie aber auf praktische Gebiete übergreifen, in welchen die Fachsprache des Geologen nicht unter allen Umständen und auch nicht in allen Details als verständlich vorausgesetzt werden kann, wird im folgenden der Versuch gemacht, jene Resultate hervorzuheben, deren Verbreitung in weiteste Kreise erwünscht erscheint.

In der Frage des Baues des Abbruchrandes der Kalkalpen am Westrande des Wiener Beckens (erster Abschnitt) darf hervorgehoben werden, daß der Alpenabbruch sich an einem ganzen System von sich zu einem bestimmten Netz anordnenden Bruchspalten vollzogen hat. Jede einzelne

dieser greift auf eine von ihrer Nachbarspalte etwas verschiedene Art in den Untergrund ein. Während früher die Lage der Thermen so beurteilt wurde, daß sie an einer Bruchspalte aufgereiht gedacht waren und daher alle nach ungefähr einem Schema zu beurteilen waren, steht heute fest, daß zumindest nur jene Thermen als ungefähr gleichartig in ihrer geologischen Anlage zu betrachten sind, die an demselben Bruch gelegen sind. Die Beurteilung der geologischen Stellung der Therme hinsichtlich des Bruches, dem sie zuzuordnen ist, scheint deshalb von Wichtigkeit, weil die Ursachen der Verschiedenheiten des Quellchemismus und damit auch der balneologischen Auswirkung auf Verschiedenheiten der geologischen Lage, d. i. das Eingreifen in den Untergrund, zurückgehen können. Weiterhin ergeben sich Hinweise auf Neuerschließungsmöglichkeiten entlang gegebener Bruchspalten aus deren Verlauf. So ist z. B. die Therme von Mödling vergleichbar den Austrittsstellen warmer Wässer bei Gumpoldskirchen, nicht vergleichbar dagegen mit der Therme von Baden. Baden—Vöslau scheinen wiederum znsammenzugehören. Ein ausgesprochenes Schwefelthermengebiet im mittleren Wiener Becken, scheinbar geknüpft an den Leopoldsdorfer Bruch, ist das bisher ganz der Beachtung entgangene Gebiet von Achau. Auch die Thermen von Deutsch Altenburg werden sehr zu unrecht meist nicht mit den andern zusammen betrachtet.

Ergeben sich also aus der modernen Analyse des Verlaufes der Bruchlinien Hinweise auf Vergleichbarkeit und weitere Aufschließungsmöglichkeiten, so muß hier noch auf einen Punkt gewiesen werden, welcher geeignet ist, bei unseren Thermen den herkömmlichen Rahmen der Beurteilung nicht unter allen Umständen als für immer gültig und feststehend zu betrachten. Es ist heute mehr als früher bekannt, daß ganz allgemein Quellen ihre Zusammensetzung ändern können. Von den meisten, einer balneologischen Verwertung zugeführten Quellen unseres Gebietes sind wertvolle alte Wasseranalysen im österreichischen Bäderbuch zusammengefaßt und diese gelten heute, oft 50 Jahre und mehr nach ihrer Ausführung, als Grundlage der Bewertung. Es muß mit Nachdruck der Standpunkt vertreten werden, daß diese alten Analysen nur dann auch als heute noch gültig anerkannt werden können, wenn sie durch eine Reihe von in regelmäßigen Intervallen wiederkehrenden Kontrollanalysen bestätigt werden. Daß Bäder- oder Kurverwaltungen sich gegen die Klarlegung eventueller Schwankungen in der Quellzusammensetzung wenden, ist erklärlich, denn sie fürchten jede Abweichung von dem einmal festgelegten günstigen Bild — sie übersehen dabei, daß ihnen die Möglichkeit einer Darlegung zum noch günstigeren entgeht, ganz abgesehen davon, daß Dezennien alte Analysen bei Neubearbeitung auch noch unerwartete Neuresultate ergeben können.

Die geologische Betrachtung steht abseits von jeden Gewinnerwägungen, soweit es sich um lokale privatwirtschaftliche Gewinne handelt. Die geologische Betrachtung berücksichtigt jedoch das Gesamtbild eines Landschaftsraumes in seinen volkswirtschaftlichen Konsequenzen. Von diesem Standpunkt darf folgendes gesagt werden: im Raume von Wien sind einerseits mehr als zwei Millionen Menschen zusammengeballt, andererseits enthält der Raum von Wien eine größere Anzahl von balneologisch wertvollen Quellen, welche sowohl nach der Erschließung als auch nach ihrer Zusammensetzung einer einheitlichen modernen Beurteilung noch nie unterworfen wurden.

Diesen gesamten im Wiener Becken gelegenen unbezahlbaren Naturschatz, heute an Lokalinteressen verzettelt, nach modernen Grundsätzen dieser größten Bevölkerungsanhäufung Österreichs und ihrer Gesundheit zugänglich zu machen, wäre wohl eine soziale Aufgabe ersten Ranges, zu welcher von seiten der Geologie die Kenntnis des Anlageplanes der Quellen und die Kenntnis der Veränderlichkeit ihrer Zusammensetzung beige-steuert wird.

In der Frage der Anwesenheit einer reihenförmigen Anordnung kleinerer Vorkommen vulkanischer Gesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze (zweiter Abschnitt) ist ein einfacher Zusammenhang mit der Praxis heute noch nicht gegeben. Trotzdem darf darauf verwiesen werden, daß, wenn sich diese hier erstmalig zu einer Einheit zusammengefaßten Einzelfundpunkte von vulkanischen Gesteinen durch in die Tiefe reichende Methoden als zusammenhängende Reihung erweisen würde, eben dieser Streifen eine Kommunikationszone zu größeren Tiefen bedeuten würde und daher vom geochemischen Standpunkt interessant sein kann. Interessant insofern, als hier aus dem geochemischen Stoffwechsel Stoffe anfallen können, welche in der menschlichen Wirtschaft als wertvoll gelten. Berichte über alte Erzschürfungen im Halterbachtal sind in diesem Zusammenhang interessant. Es wäre daher zu empfehlen, den Tiefenhau dieser Zone durch moderne geophysikalische Untersuchungsmethoden näher zu klären; erst abhängig von diesem Resultat könnte man die Art des eventuell weiter zu verfolgenden Weges festlegen.

Unter fast ebenen Landschaftsformen können sich jüngere Einsenkungen verborgen halten, deren periodisch absinkende Tendenz durch das Tempo der in den Gerinnen sich bewegenden Schotterzufuhr ausgeglichen wird. Bestätigungen dieses Prinzips sind im dritten Abschnitt vorgelegt. Die Bedeutung dieser oft unerwartet tiefen Schotterkörper für die Praxis liegt darin, daß diese den Träger abgeben können für mächtige Grundwassermengen. Soweit es sich bei der Grundwassernutzung um kleine Entzugsmengen für lokale Zwecke handelt, mag dies wenig Interesse bieten; es müßte jedoch als bedauerliche Kurzsichtigkeit gewertet werden, wenn bei Grundwasserentzugsobjekten größeren und größten Maßstabs das Grundwasser keine Wertung als Lagerstätte erfährt. Eine Wertung des Grundwassers als Lagerstätte hat jedoch zur Voraussetzung, daß man sich über die dreidimensionale Ausdehnung (und deren eventuelle periodische Veränderungen) der Grundwassermengen vollkommen im klaren ist; ein Vorbeireden an diesem Faktum darf als Ausweichen vor den tatsächlichen Verhältnissen gewertet werden. So fernliegend der gezeigte Sektor dem Praktiker auch scheinen mag, so erweist er doch deutlich, daß nur die Miteinbeziehung des gesamtgeologischen Tatsachenkreises zu einer begründeten Beurteilung von Grundwasservorräten als Lagerstätte führen kann.

Das Tertiärgebiet von Wien

Geologische Profile durch den westlichen Beckenrand

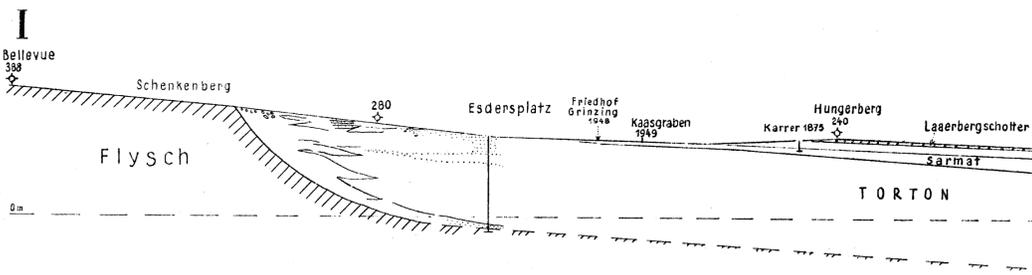
von Dr. H. Küpper (1948-50)

Lage der Profile:
Allgemein: links-west, rechts-ost
Richtung: z.T. geknickt.
Exakte Lage gegeben durch
Topogr. Punkte der Karten
1:25.000 und 1:10.000

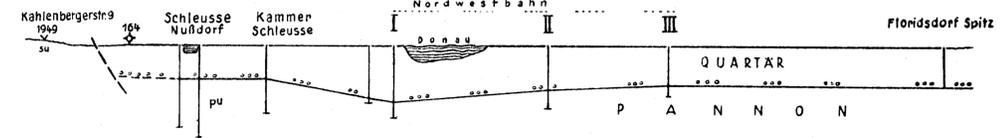
Blatt 1		Nussdorf-Augarten
2		Breilensee-Liesing
3		Mödling-Baden

Pannon	oberes pm
	mittleres pm
	unteres pm
Sarmat	oberes su
	unteres su
Torton	oberes to
	mittleres to
	unteres to
Maßstab	h - horizontal v - vertikal

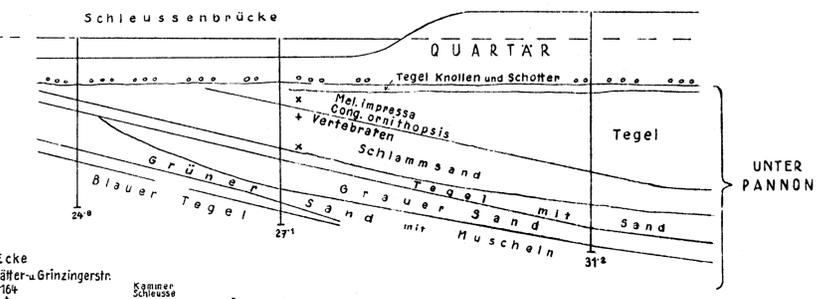
HAUPTPROFIL 1:10.000



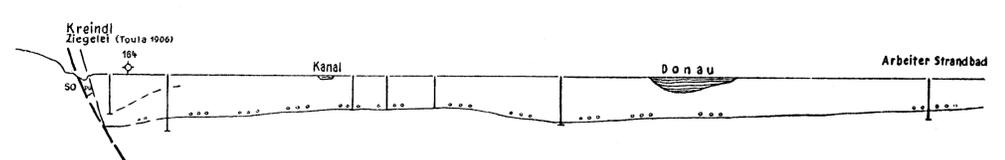
Nebenprofil 1' h 1:10.000 v 1:1000



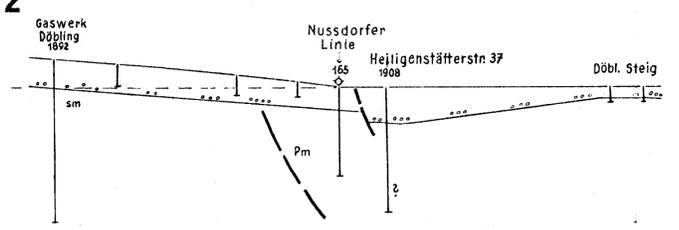
Nebenprofil 1:500 1895



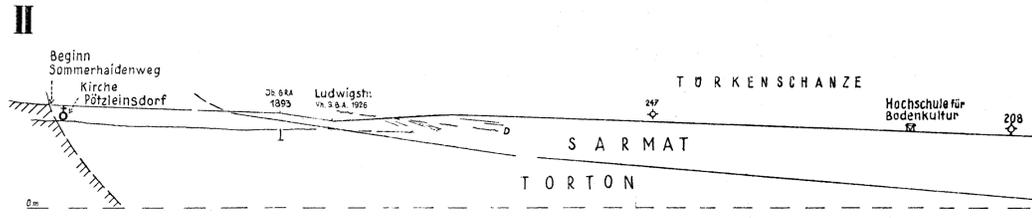
Nebenprofil 1'' h 1:10.000 v 1:1000



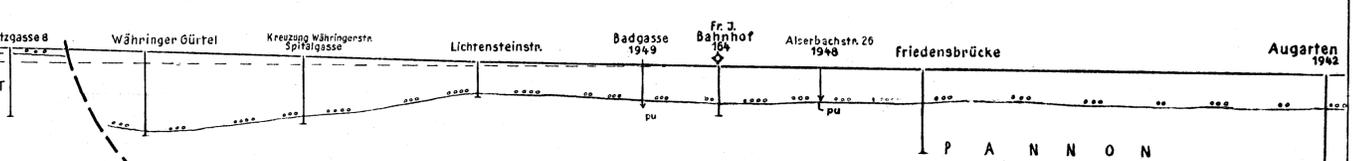
Nebenprofil 2' h 1:5000 v 1:2500



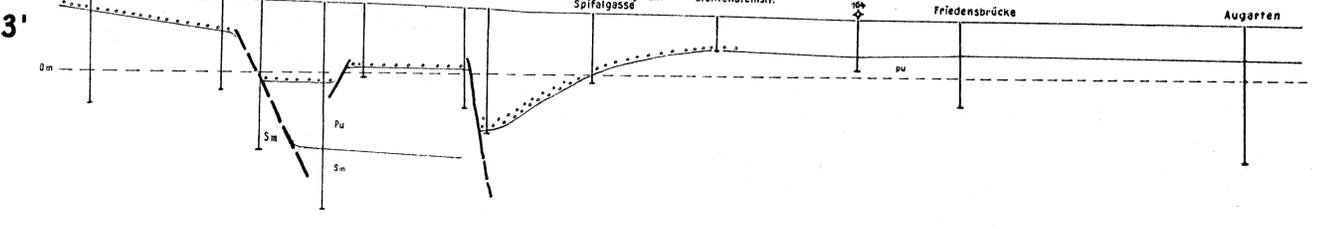
HAUPTPROFIL 1:10.000



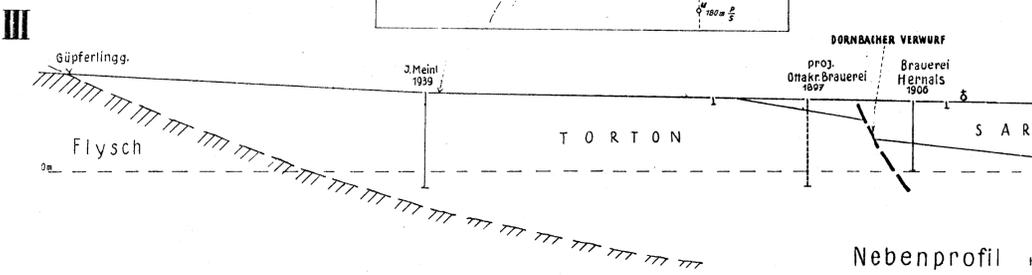
Nebenprofil 2'' h 1:5000 v 1:1000



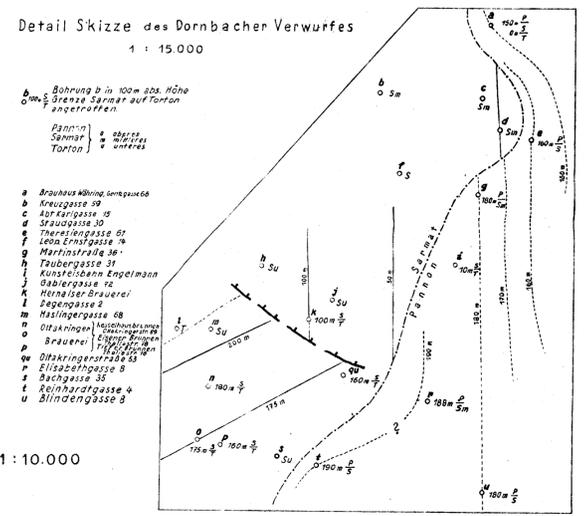
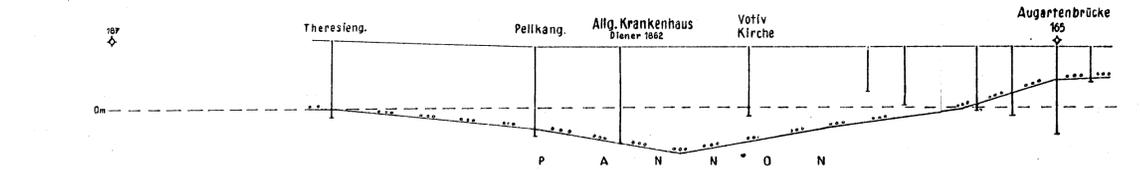
Nebenprofil 3' h 1:10.000 v 1:1000



HAUPTPROFIL 1:10.000



Nebenprofil 3'' h 1:10.000 v 1:1000



Das Tertiärgebiet von Wien

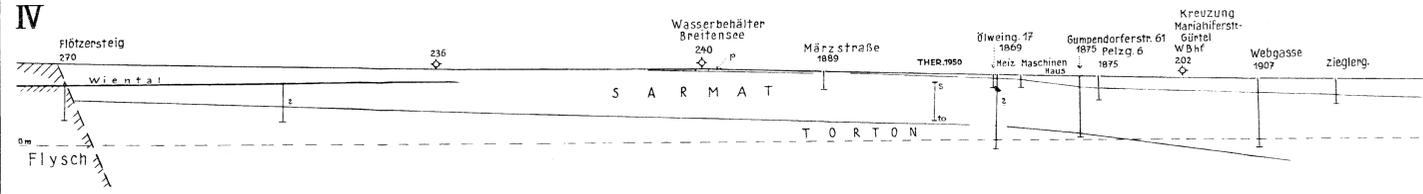
Geologische Profile durch den westlichen Beckenrand

von Dr. H. Küpper (1948-50)

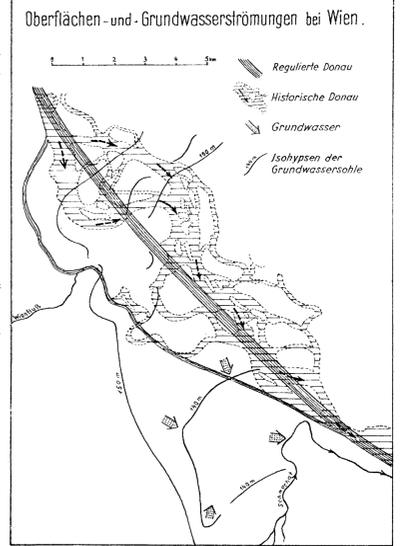
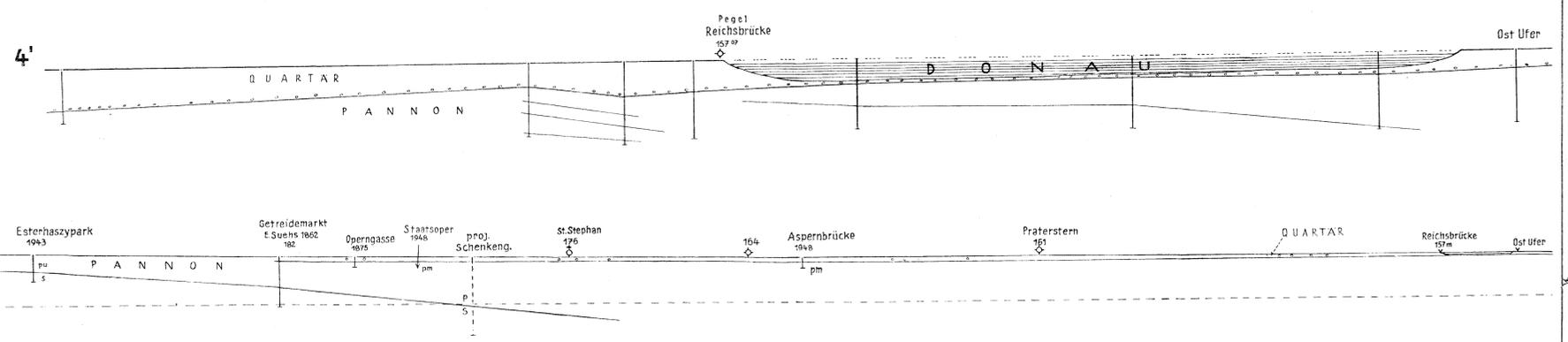
Lage der Profile:
Allgemein links-west, rechts-ost
Richtung - z. T. gekürzt
Exakte Lage gegeben durch
Topogr. Punkte O der Karte
1:25.000 und 1:10.000

Blatt 1	Nussdorf-Augarten	Pannon	oberes pm
2	Breitensee-Liesing	Sarmat	oberes so
3	Mädling-Baden	Torton	oberes to
			mittleres tm
			unteres tu

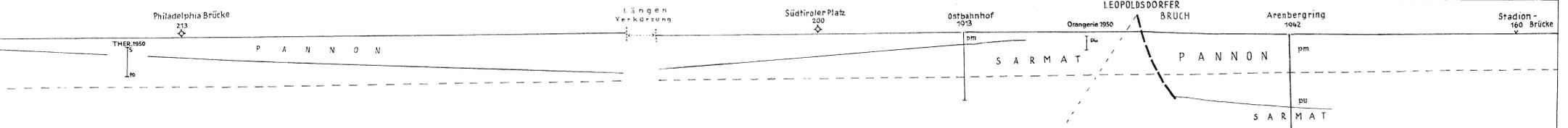
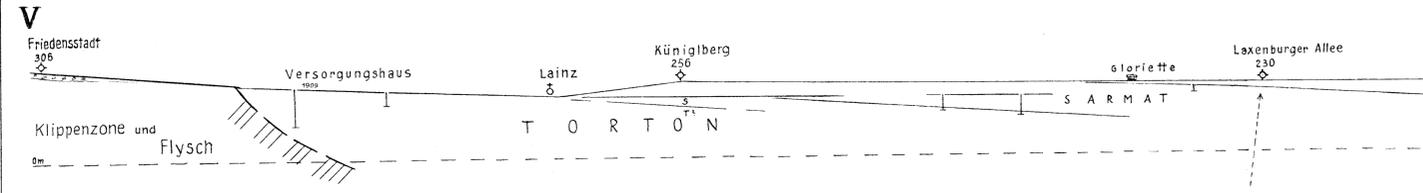
HAUPTPROFIL 1:10.000



Nebenprofil 1:1000

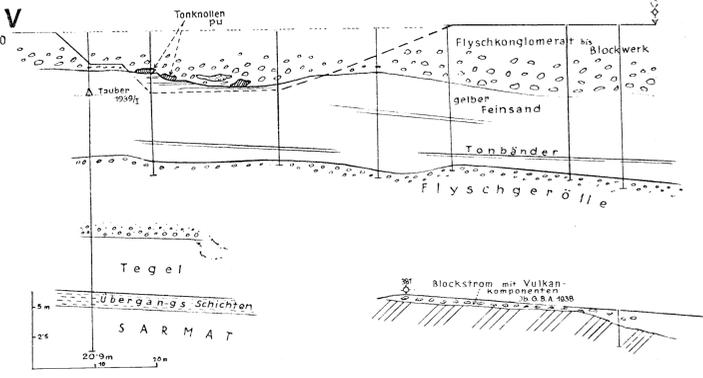


HAUPTPROFIL 1:10.000

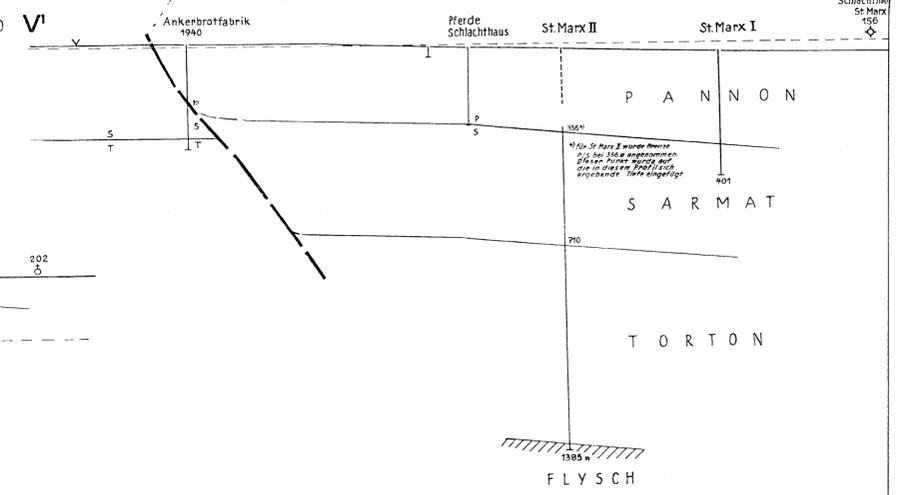


Profil Skizze

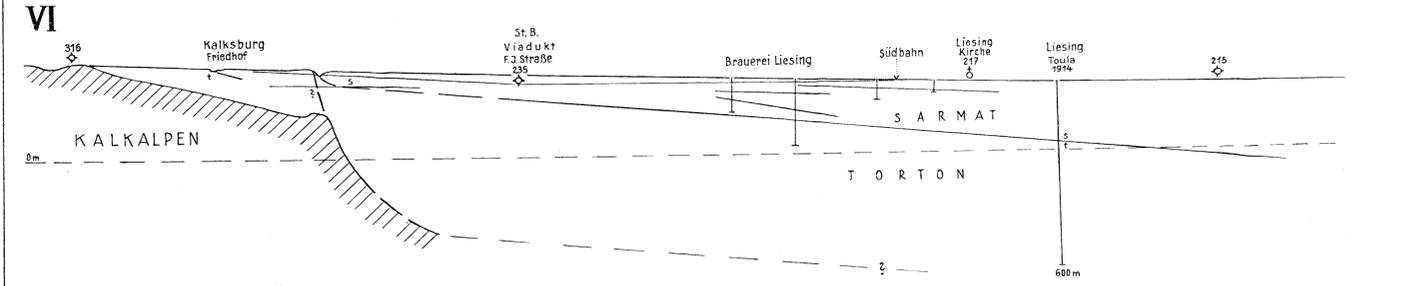
h 1:500
v 1:250



Nebenprofil 1:10.000



HAUPTPROFIL 1:10.000



Das Tertiärgebiet von Wien

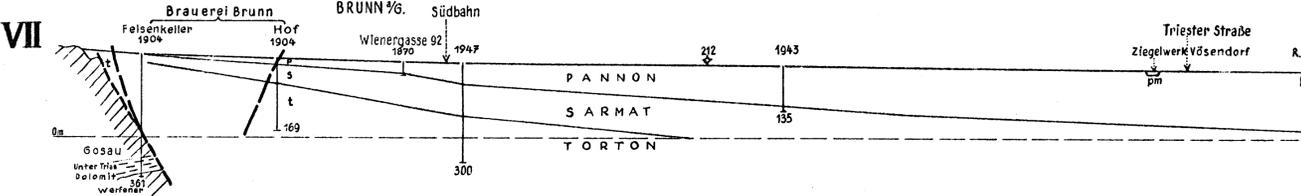
Geologische Profile durch den westlichen Beckenrand

von Dr. H. Küpper (1948-50)

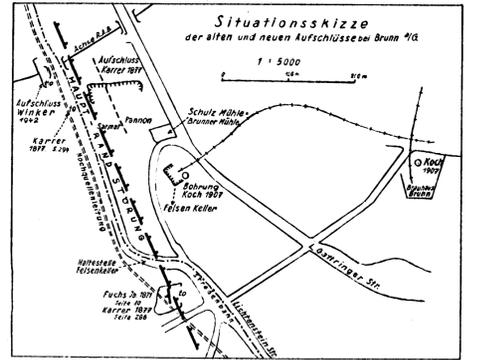
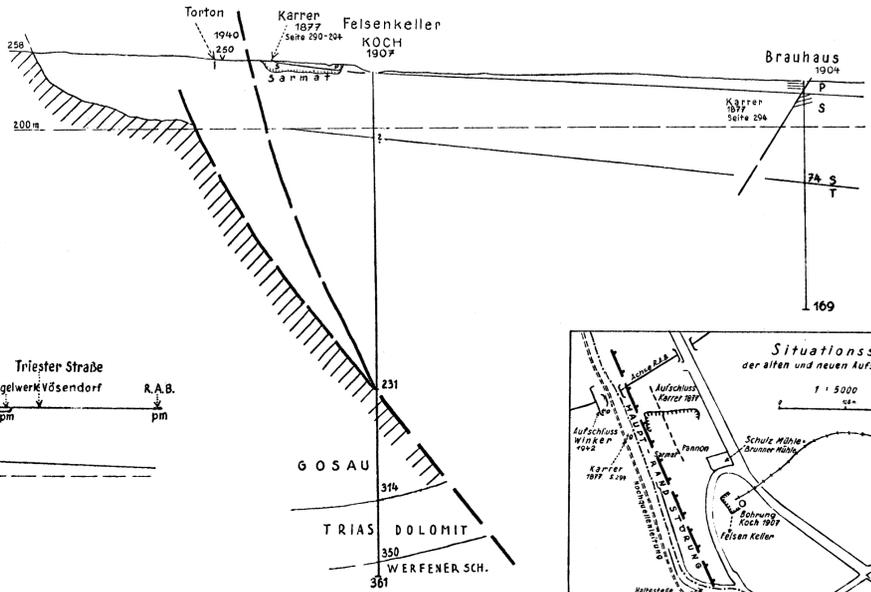
Lage der Profile:
Siehe Tektonische Skizze
1:50.000

Blatt 1	Nussdorf-Augarten	Pannon	oberes pm
2	Breitensee-Liesing	Sarmat	mittleres pu
3	Mödling-Baden	Torton	unteres so
			oberes to
			mittleres tu
			unteres tu

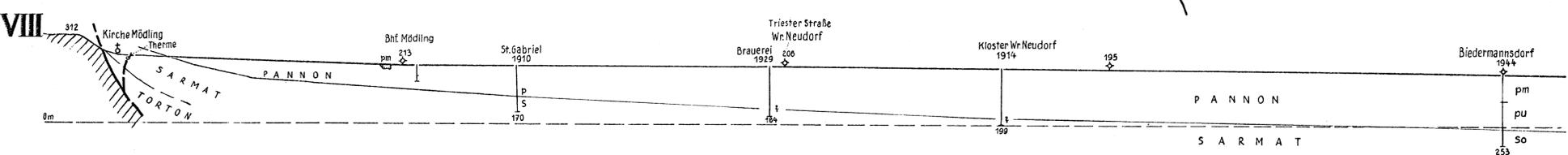
HAUPTPROFIL 1:10.000 VII



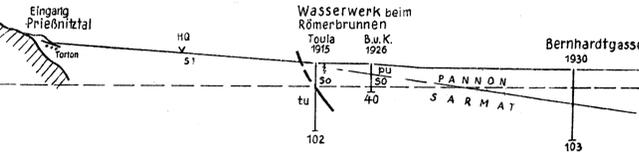
Nebenprofil 1:2500 7'



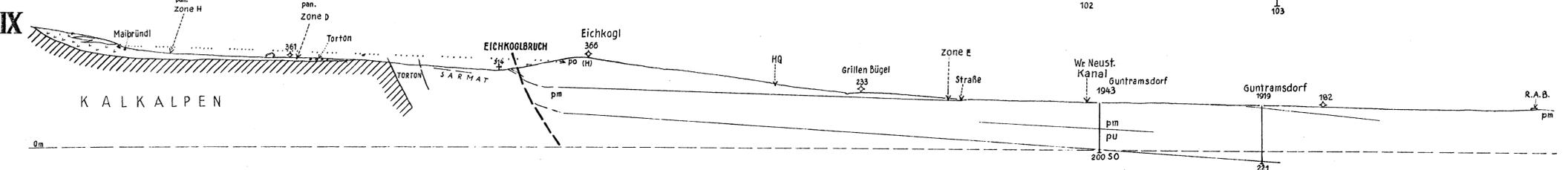
HAUPTPROFIL 1:10.000 VIII



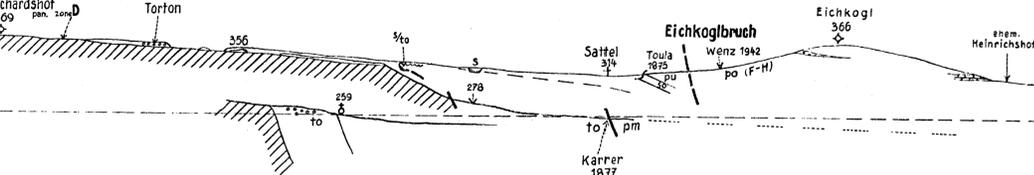
Nebenprofil 1:5000 9'



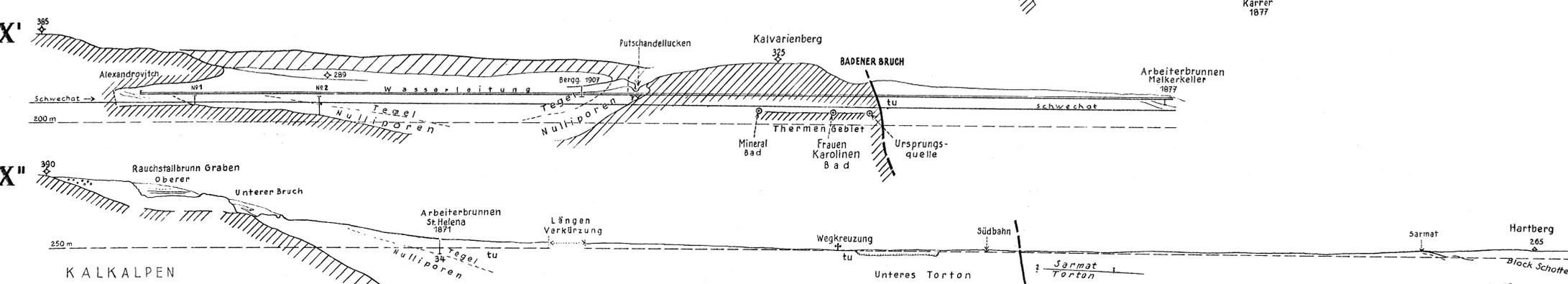
HAUPTPROFIL 1:10.000 IX



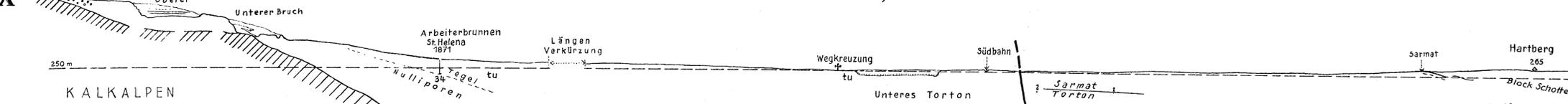
Nebenprofil 1:5000 9''



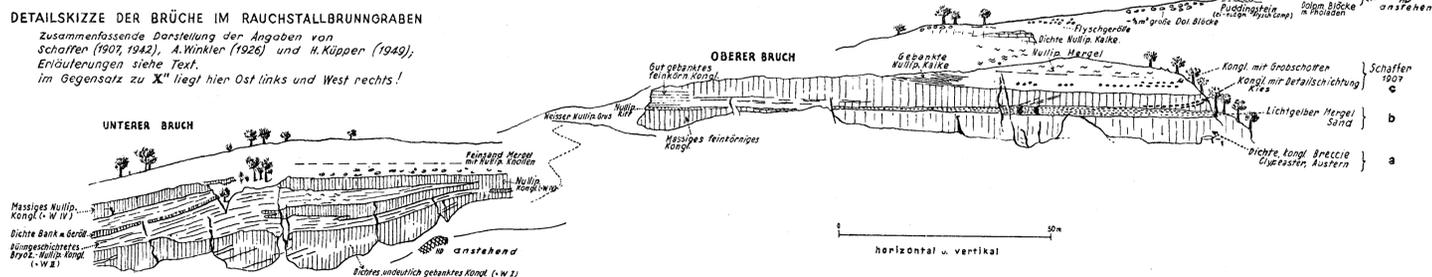
HAUPTPROFIL 1:5000 X'



HAUPTPROFIL 1:5000 X''



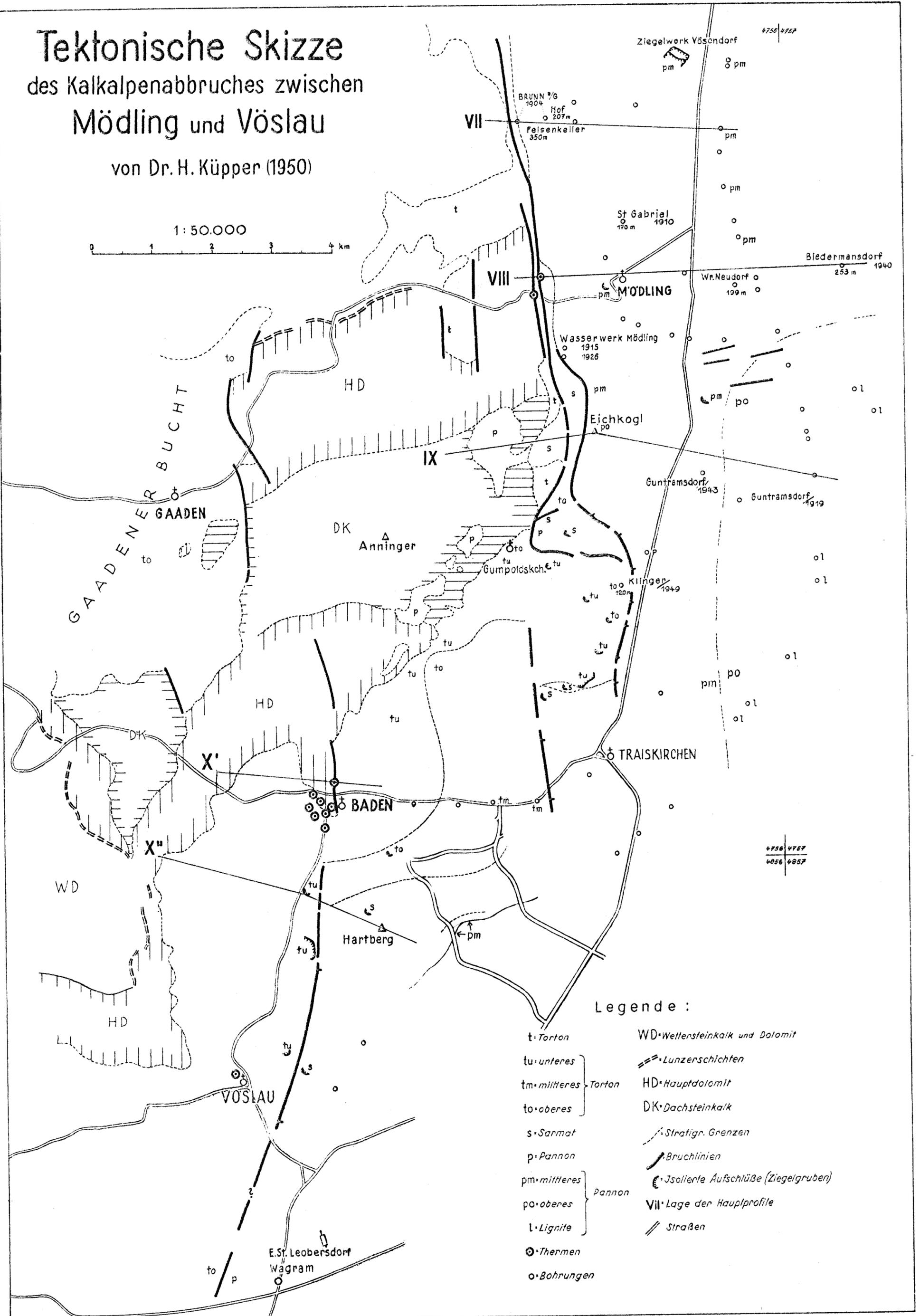
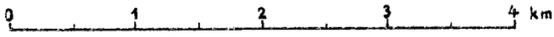
DETAILSKIZZE DER BRÜCHE IM RAUCHSTALLBRUNNENGRABEN
Zusammenfassende Darstellung der Angaben von Schaffner (1907, 1942), A. Winkler (1926) und H. Küpper (1949); Erläuterungen siehe Text. Im Gegensatz zu X'' liegt hier Ost links und West rechts!



Tektonische Skizze des Kalkalpenabbruches zwischen Mödling und Vöslau

von Dr. H. Küpper (1950)

1:50.000



Legende :

- t: Torton
- tu: unteres } Torton
- tm: mittleres }
- to: oberes }
- s: Sarmat
- p: Pannon
- pm: mittleres } Pannon
- po: oberes }
- l: Lignite
- ⊙: Thermen
- : Bohrungen
- WD: Wettersteinkalk und Dolomit
- : Lunzerschichten
- HD: Hauptdolomit
- DK: Dachsteinkalk
- - -: Stratigr. Grenzen
- : Bruchlinien
- ⊕: Isolierte Aufschlüsse (Ziegelgruben)
- VII: Lage der Hauptprofile
- ///: Straßen

Der Alpenabbruch am Westrand des Wiener Beckens

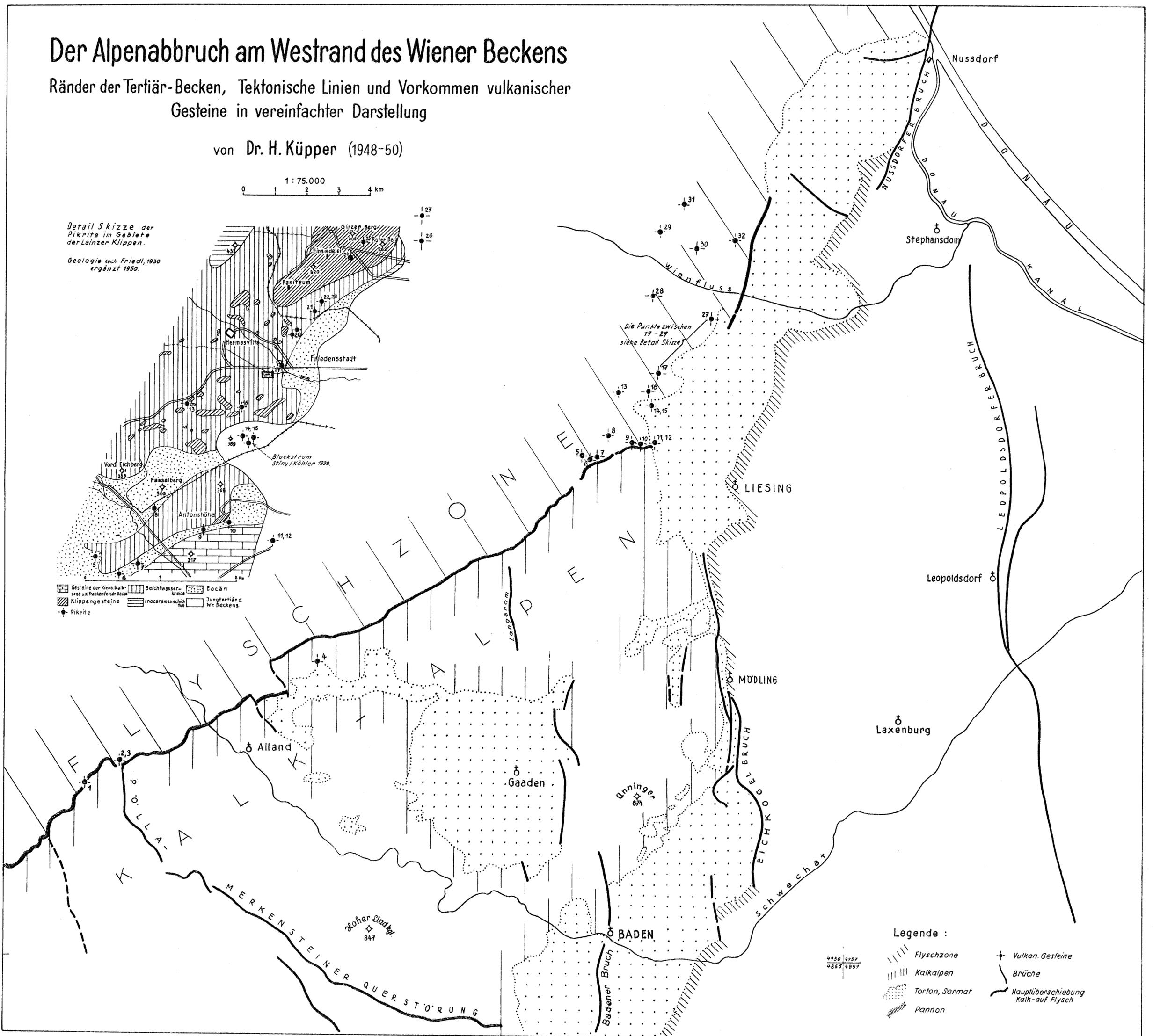
Ränder der Tertiär-Becken, Tektonische Linien und Vorkommen vulkanischer Gesteine in vereinfachter Darstellung

von Dr. H. Küpper (1948-50)

1 : 75.000
0 1 2 3 4 km

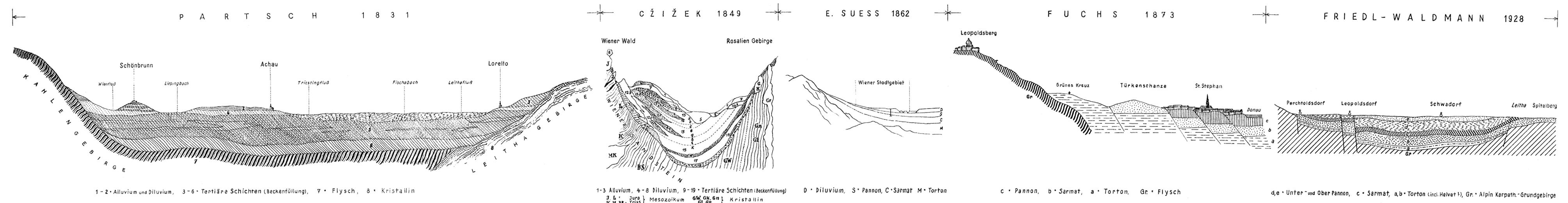
Detail Skizze der
Pikrite im Gebiete
der Lainzer Klippen.

Geologie nach Friedl, 1930
ergänzt 1950.

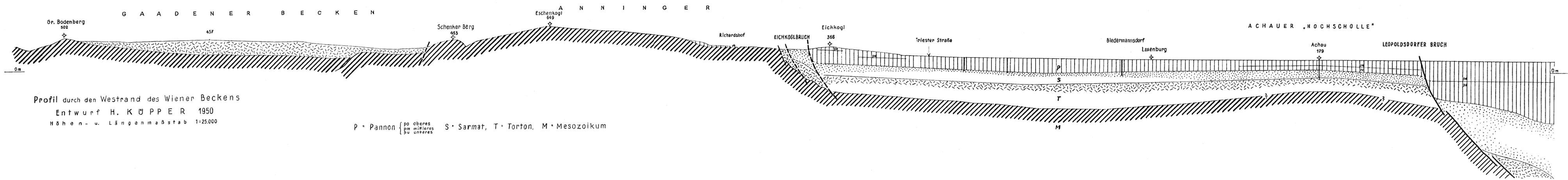


- Legende :
- Flyschzone
 - Kalkalpen
 - Torton, Sarmat
 - Pannon
 - Vulkan. Gesteine
 - Brüche
 - Hauptüberschiebung Kalk-auf-Flysch

Historische Entwicklung der Profildarstellungen des Westrandes des Wiener Beckens von 1831 – 1950



1-2 • Alluvium und Diluvium, 3-6 • Tertiäre Schichten (Beckenfüllung), 7 • Flysch, 8 • Kristallin
 1-3 Alluvium, 4-8 Diluvium, 9-19 • Tertiäre Schichten (Beckenfüllung) D • Diluvium, S • Pannon, C • Sarmat, M • Torton
 J, L • Jura, Mesozoikum, GW, GK, Gⁿ } Kristallin
 K, M, Bⁿ • Trias }
 c • Pannon, b • Sarmat, a • Torton, Gr • Flysch
 d, e • Unter- und Ober Pannon, c • Sarmat, a, b • Torton (incl. Helvet¹), Gr • Alpin Karpath.-Grundgebirge



Profil durch den Westrand des Wiener Beckens
 Entwurf H. KÜPPER 1950
 Höhen- u. Längenmaßstab 1:25.000

Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich)

(Mit 2 Tafeln und 1 Tabelle)

Von Sigmund Prey

Inhalt

	Seite
Inhaltsangabe	93
Vorwort	94
A. Aufschlüsse und Aufbau	95
1. Der Hügel von Magdalenenberg	96
2. Die Zone von Seisenburg	97
3. Die Flyschfalten des Pernecker Kogels	115
4. Die Zone von Steinbach am Zieberg	125
5. Die Exotika führende Serie	132
B. Auswertung der Beobachtungen	136
1. Zur Schichtfolge des Flysches	136
2. Zur Schichtfolge des Helvetikums	149
3. Das fazielle und tektonische Verhältnis von Flysch und Helvetikum	153
4. Die exotikaführende Serie	155
5. Skizzierung des tektonischen Aufbaues	155
6. Über bei der Kartierung gemachte Erfahrungen	159
Schriftenverzeichnis	160

Inhaltsangabe

Im ersten Teil der Arbeit werden eingehend Aufschlüsse und Lagerungsverhältnisse des Gebietes beschrieben, die die Grundlage für die im zweiten Teil niedergelegten stratigraphischen Folgerungen liefern. Die Schichtfolge des Flysches, die vom Neocom bis zum Ende der Kreide und die des Helvetikums, die vom Neocom bis ins Mitteleozän reicht, wird geschildert. Der Unterschied und das fazielle Verhältnis der beiden vollständigen Schichtfolgen beruht auf der größeren Landnähe und damit dem Reichtum an klastischem Material des Flysches im Gegensatz zu der Landferne, verbunden mit nur mergeliger Sedimentation in der helvetischen Kreide. Die tektonische Überlagerung des Helvetikums durch die Flyschdecke wird erörtert. Berücksichtigung findet auch die bereits zu den Kalkalpen gehörige „Exotika führende Serie“. Ein Abriß des Bauplanes mit

Ausblicken auf engst benachbarte Gebiete schließt die Abhandlung ab, der noch Bemerkungen über einige Erfahrungen bei der Kartierung beigegeben sind.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis von Kartierungsarbeiten über Auftrag der Geologischen Bundesanstalt im Sommer und Herbst 1947, ergänzt im Sommer 1948. Dem Verfasser war vorher bereits ein größeres Gebiet bis zum Traunsee ziemlich genau bekannt geworden. Erfahrungen dieser Forschungen sind ebenfalls in dieser Schrift verwertet. Wesentliche Förderung der Erkenntnis brachte die mikropaläontologische Durchforschung schlammbarer Gesteine. Die Bearbeitung der Foraminiferenfaunen führte Herr Dr. Noth durch, von dessen Hand eine eigene Arbeit darüber in Vorbereitung ist. In unserem Rahmen sollen daher nur die notwendigsten Angaben über Foraminiferen Platz finden, die zur altersmäßigen oder faziellen Charakterisierung des betreffenden Gesteines dienen können. Die Schrift soll in erster Linie beschreibender Art sein. Eine allzu weitgehende regionale Auswertung der Beobachtungen muß vorerst noch unterbleiben.

Für Anregungen und regen Meinungs austausch bin ich den Herren Dr. Noth, Hofrat Götzinger und Dr. Grill sehr zu Dank verpflichtet. Darüber hinaus waren gemeinsame Exkursionen in meinem Gebiete benachbarte Flyschgebiete zusammen mit den genannten Herren, außerdem aber auch mit Dr. J. Schädler und Dr. H. Becker sehr aufschlußreich. Auch mit Geologen der RAG. mit ihrem Chef Direktor Dr. Janoschek, besonders mit Dr. Braumüller, wurden Flyschprobleme diskutiert, nicht zuletzt auf einer Exkursion in die Gegend von Mattsee und Haunsberg in allerletzter Zeit. Den Herren Prof. Dr. O. Kühn und Prof. Dr. F. Trauth danke ich für Fossilbestimmungen.

Schließlich möge auch der die Arbeit ungemein erleichternde Umstand Erwähnung finden, daß ein Unwetter im Gebiete des Pernecker Kogels oft sehr gute Aufschlüsse geschaffen hatte.

Die Berggruppe des Pernecker Kogels (1078 m) liegt westlich des Ortes Kirchdorf a. d. Krems in dem Streifen zwischen dem Krems- und dem Almtal. Im Süden der Berggruppe, jenseits des Steinbachtals mit dem Ort Steinbach a. Ziehb erg liegt der bereits den Kalkalpen zugehörige Kamm des Hochsalm (1403 m) und des Pfannsteins (1414 m). Im Norden aber fällt sie rasch gegen ein niedriges Hügelland ab; dort liegt auf einer Hügelkuppe St. Magdalena (Magdalenaherg). Als Hauptort des nördlicheren Gebietsabschnittes hat Pettenbach zu gelten.

Eine nähere Umgrenzung des zu behandelnden Gebietes ist gegeben einerseits durch die beiden Täler der Krems und Alm im Osten und Westen, durch den Nordrand der Kalkalpen im Süden, der etwa von Scharnstein über Steinbach a. Z. nach Heiligenkreuz bei Kirchdorf zieht und im Norden ungefähr die Linie Pettenbach-Wanzbach. Es befindet sich zur Gänze im Bereich des Kartenblattes Kirchdorf a. d. Krems 4852, 1: 75.000.

Es handelt sich hier um geologisch ziemlich wenig erforschtes Gebiet. Das erschienene geologische Kartenblatt Kirchdorf (1: 75.000) zeigt die Flyschzone mit einheitlicher Farbe. Nur die durch reichliche Führung exotischer Gerölle bekannten Schichten der südlichen Randzone sind als

„Konglomerate der Flyschbasis“ ausgeschieden. Es galt also, wie auch in den benachbarten Gebieten, die einheitliche Fläche aufzugliedern und den stratigraphischen und tektonischen Aufbau zu erkennen.

Unmittelbar unser Gebiet betreffende Literatur ist demnach recht spärlich. In erster Linie fielen den Geologen die exotischen Gerölle auf, die von Mojsisowics (1892), Geyer (1911) und Abel (1908, 1909) erwähnt werden. Der Flysch wird nur allgemein mit dem Muntigler Flysch bzw. den Inoceramenschichten verglichen. Abel spricht sogar davon, daß er keine Anhaltspunkte für eine stratigraphische Flyschgliederung gefunden hätte. Auch den Erläuterungen zum Blatt Kirchdorf (Abel 1922) ist recht wenig zu entnehmen.

Nur gestreift wird unser Gebiet in der eine regionale Auflösung der Flyschzone anstrebenden Arbeit von M. Richter (Die nördliche Flyschzone zwischen Salzburg und Wien, Zentralbl. f. Min. etc., 1929). Allerdings wurde die darin ausgedrückte Stratigraphie der Flyschzone in der Arbeit von M. Richter und G. Müller-Deile (Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen [OBB.] und der Enns [Oberdonau], Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 92, 1940) von Grund auf revidiert und verändert. Im Gebiet des Pernecker Kogels jedoch vermittelt die heiligelegte Übersichtskarte ein falsches Bild, weil die interessante „Zone von Seisenburg“ darin nicht aufscheint und den beiden Autoren also offenbar nicht bekannt war. Immerhin hat ihre Flyschgliederung eine wesentliche Grundlage meiner Forschungen.

Das bisher fast unbekanntes Eozän von Seisenburg schien bereits als altes Sammlungsstück des Linzer Museums auf, wie Commenda (Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, Linz 1900, Seite 145) berichtet. K. F. Frauscher (Das Untereozän der Nordalpen und seine Fauna, Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Bd. LI, 1886) bezieht sich scheinbar auf dieses Sammlungsstück.

Von den Arbeiten von E. Kraus berührt nur die jüngste (Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau, Jb. d. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege im Gau Oberdonau [Jb. d. Oberöst. Musealvereins], Bd. 91, 1944) mit einigen Detailangaben unser Gebiet, während die eine ältere Flyscharbeit (Der bayerisch-österreichische Flysch, Abhandl. d. geol. Landesuntersuchung a. Bayr. Oberhergamt, München 1932) nur in regionaler Beziehung für uns von Wichtigkeit ist.

Damit dürfte die wichtigste Literatur gestreift sein, wobei ich von einigen wichtigen Arbeiten über die gesamte Flyschzone (z. B. Terciér 1936) absehe¹⁾.

A. Aufschlüsse und Aufbau

Eine Schilderung der Aufschlüsse und der in der Natur gemachten Beobachtungen sollen das Tatsachenmaterial liefern, das uns die Grundlage für die stratigraphische Gliederung des Flysches und des Helvetikums, sowie für tektonische Schlüsse abgeben soll. Ein Vorwegnehmen stratigraphischer Deutungen wird sich dabei allerdings nicht umgehen lassen.

1) Die neuesten Arbeiten Terciér (1948) Reichel (1948) konnten nicht mehr berücksichtigt werden.

Von Norden nach Süden fortschreitend soll zuerst der Hügel von Magdalenenberg, dann die reichlich Helvetikum enthaltende „Zone von Seisenburg“, ferner die Flyschfalte des Pernecker Kogels, schließlich die „Zone von Steinbach a. Ziehsberg“, ebenfalls mit viel Helvetikum, und zuletzt der Südrand bis zur Überschiebung durch die Trias des Hochsalm und Schomreitnersteins Gegenstand der Betrachtung sein. Wichtig ist aber, zu beachten, daß die Flyschzone gegen Norden bis Wartberg a. d. Krems reicht, daß es sich also bei dem in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Gebiet ungefähr um die südliche Hälfte der Flyschzone handelt.

1. Der Hügel von Magdalenenberg

Der Hügel von Magdalenenberg fällt gegen Norden zu einem flachwelligen Hügelland ab, das auf Flyschuntergrund eine recht verbreitete Decke von Moränen und glazialen Schottern trägt. Insbesondere Moränen des eiszeitlichen Steyrgletschers liegen auf den Höhen östlich und nördlich des Hügels und reichen noch ein wenig an seiner Ostflanke hinauf.

Die Schichten, aus denen der Berg besteht, können z. B. in dem von Etzelsdorf gegen Westen fließenden Bach, der nicht allzu schlechte Aufschlüsse bietet, beobachtet werden. Die Serie besteht aus heller grauen Mergeln, dunkler grauen, schiefrigen Tonmergeln, oft in regem Wechsel, darin Bänke massiger, oft geschichteter oder gebänderter Kalksandsteine, die verwittert meist bräunlich, in frischem Zustand gran bis blaugrau sind, mit Glimmerblättohen und oft auch Flöckchen von Pflanzenhäcksel, und schließlich die sehr bezeichnenden, oft mächtigen Bänke gröberer, braungrauer, glimmerführender, mürb verwitternder Sandsteine, die massig oder grob geschichtet sind, in anderen Fällen aber auch in dünn-schichtige bis schiefrige Sandsteine mit reichlich Pflanzenhäcksel übergehen. Schlammproben der Mergel und Tonmergel ergaben eine äußerst ärmliche Fauna. Neben rostbraunen Stäbchen herrschte *Glomospira charoides* (J. und P.).

Das im Westteil O—W gerichtete Streichen bei mittlerem bis steilem Südfallen dreht sich im Ostteil mehr gegen OSO.

Die gleiche Serie ist auch in den Gräben am Nordhang des Magdalenberges festzustellen. Südlich Etzelsdorf und Bächenstraß ist stärkere Faltung durch örtliches Nordfallen zu erkennen.

An der Westseite, im Walde westlich Schwarzer ist nach kleinen Aufschlüssen und Lesesteinen dieselbe Serie anstehend zu erkennen. Dasselbe gilt auch für den eingezeichneten Graben südlich vom Schwarzer. Dieser erhält aus östlicher Richtung einen Zufluß, in dessen Rinne plötzlich Komplikationen auftreten, indem sich das Streichen und Fallen stark ändert. An einer Synkline wurde der Südflügel mit $O\ 30^\circ S$, $20\text{--}25^\circ N$ und der Nordflügel mit $O\ 10^\circ N$, $25^\circ S$ eingemessen. Ferner erscheinen etwa 150 m hinter der Talgabel im sumpfigen Boden Splitterchen rotvioletter und graugrüner Tonschiefer, die hier anstehen müssen. Im weiteren Verfolgen des Baches aufwärts quert man aber nochmals einen Streifen von mürbsandsteinführender Oberkreide, ehe man neuerlich bunte Tonschiefer beobachtet. Die beiden Schichtserien sind also miteinander verfalltet. Die weiter gegen Südosten gelegenen Gräben zeigen ähnliche Verhältnisse, obwohl die Aufschlüsse sehr dürftig sind. Jedenfalls waren südwestlich Grafenhueb bei 560 m und südlich Mauerhueb bei zirka 580 m Höhe

bunte Schiefer zu sehen. An letzterer Stelle stehen graugrüne Mergel und Tonschiefer mit roten Tonschieferlagen, mit feinsandigen Schichten und dünnen Bänken barter, feinkörniger Kalksandsteine an. Südlich davon liegt sicher mürbsandsteinführende Oberkreide.

Am Gipfel in Magdalenaberg ist leider nichts aufgeschlossen, auch ist der Schilderung von einer Baugrundausbauung wenig zu entnehmen. Aber unerwarteterweise ergab eine (allerdings vergebliche) Brunnengrabung beim Haus des Schusters Rachinger, das am Nordrand des Ortes an der Zufahrtsstraße bei der obersten Biegung steht, das Durchstreichen von graugrünen Tonschiefern mit spärlichen roten Lagen, plattigen, grüngrauen, feinkörnigen quarzitischen Sandsteinen mit kleinen Hieroglyphen, also wieder bunten Schiefer. Nach seiner Aussage fielen sie gegen NNW ein, doch dürfte diese Lagerung durch Hakenwerfen bedingt sein. Sumpfstellen mit ein paar Weiden an der Straße sowie eine seichte Furche am Kamm bezeichnen beiderseits die Fortsetzung.

Am Südhang stehen am Weg bei dem Wäldchen südöstlich Magdalenaberg feinkörnige Kalksandsteine der Flyschoberkreide (Zementmergelserie) an.

Die bunten Schiefer halten sich somit an die Grenze der Zementmergelserie und der mürbsandsteinführenden Oberkreide.

Dieselbe mürbsandsteinführende Oberkreide ist gegen Westen bis Rankleiten zu verfolgen. Sie baut auch die sanftgeneigten Hänge südlich Heiligenleiten auf, die in der Geologischen Karte 1:75.000 als Moräne eingetragen sind. In den Gräben westlich Wanzbach steht unter der ziemlich dünnen Moränendecke ebenfalls dieselbe Schichtfolge an, in große Falten gelegt. Zum Teil prächtige Aufschlüsse entblößen schiefrige Mergel und dunklere Tonmergel, darin Bänke oft gebänderter feinkörniger Kalksandsteine und die bezeichnenden gröberen Mürbsandsteinbänke, bisweilen in Begleitung von pflanzenhäcksselführenden Sandschiefern. Das Streichen ist überwiegend O—W bis OSO—WNW bei vorherrschendem Südfallen.

Der Magdalenaberg erweist sich somit als eine zerteilte kuppelartige Antiklinale mit einem Kern von Zementmergelserie und einem breiten Mantel von mürbsandsteinführender Oberkreide, mit einem bunten Schieferband an der Grenze, das am Nordrand allerdings häufig zu fehlen scheint, wofür tektonische Ursachen vorausgesetzt werden müssen.

2. Die Zone von Seisenburg

In dieser Zone, die bisher nicht bekannt war, schildern wir einen der interessantesten Streifen des behandelten Raumes. Zur Bezeichnung „Zone von Seisenburg“ wäre zu hemerken, daß sie nach dem südlich von ihr gelegenen markanten Schloß Seisenburg gewählt wurde. Das in der Karte als Nieder Seisenburg eingetragene „Dörfli“ liegt inmitten dieser Zone, die sich aus der Gegend knapp südlich Inzersdorf nach Westen bis zum Almtal, etwa 0,5 km südlich Rankleiten erstreckt und einen südlichen Seitenast entsendet, der, östlich Kaibling abzweigend, das Almtal etwas mehr als 1 km weiter südlich erreicht.

Um den Anschluß nach Norden gleich zu gewinnen, ist es am besten, die Schilderung in der Mitte der Zone, also südwestlich Magdalenaberg, zu beginnen.

In den Südhängen des Berges von St. Magdalena scheinen die Schichten der mürbsandsteinführenden Oberkreide zwischen den Zementmergeln aus-

zukeilen. In dem kleinen Graben südwestlich Mauerhueb sind zunächst in rund 600 m Höhe bunte Schiefer zu finden, an die sich gegen Süden die übliche Gesteinsgesellschaft der mürbsandsteinführenden Oberkreide anschließt. Bei etwa 570 m sind wieder spurenweise bunte Schiefer wahrzunehmen, die an eine steil aufgebözte und gefaltete Antiklinale von Zementmergelschichten sich anschließen. Leider hören nun die Aufschlüsse auf, aber man sieht in einigem Abstand Spuren bunter Schiefer und im Schutt die dazugehörigen dünnen Sandsteinplatten. Dunkle, kieselige, feine Sandsteine und graue, harte Mergel gehören ins Flyschgault. Etwas weiter unten erscheinen auch die für dieses ganz typischen grünschwarzen, glasigen Glaukonitquarzite in oft großen Blöcken. Etwa 50 m nördlich der Grabenmündung sind sogar die dazugehörigen schwarzen und grünen Schiefer in Spuren festgestellt worden. Schließlich lagen auch Blöcke eines gröberen, glimmerhältigen, mürberen Sandsteins da, der in Linsen auch anderswo in dieser Gesteinsgesellschaft gerne vorkommt. Die letzten bunten Schiefer sind stratigraphisch nicht denen über der Zementmergelschicht gleichzusetzen, wie weitere Beobachtungen erhärten werden, sondern sie liegen unter der Zementmergelschicht.

In das gleiche Niveau ordnen wir auch die etwas verrutschten und teigig zerquetschten graugrünen und violetten Schiefer mit zerrissenen quarzitischen Sandsteinplatten ein, die am rechten Ufer des Sausbaches etwa 250 m östlich P. 524 m unterhalb des Weges anstehen. Dagegen gehören die bunten Schiefer an der Ausmündung des Grabens südwestlich Grafenhueb vielleicht wieder ins Hangende der Zementmergelschicht.

Südlich Magdalenberg fließt ungefähr in westlicher Richtung das Schusterbachl mit seinen Zuflüssen. Gleich hinter seiner Mündung in den Sausbach beginnen die Aufschlüsse am südlichen Ufer mit hellgrauen Mergeln, die eine reiche Fauna der Oberkreide enthalten: viele *Globotruncanen*, *Gümbelinen*, *Pseudotextularien*, *Globigerina cretacea* d'Orb., mit reicher Begleitfauna (hohe Oberkreide).

Dieser Reichtum an Mikrofossilien unterscheidet die Schichten des „Helvetikums“ von denen des Flysches. An die helvetischen Mergel grenzen gegen Süden zermalnte schwarze Schiefer mit gequälten Trümmern schwarzer Quarzite und Glaukonitquarzite (Flyschgault). 20 m weiter bachaufwärts nehmen bunte Schiefer die Stelle des Gaults ein. Nach kurzer Strecke aber bilden wieder die weißlichen, helvetischen Mergel das Ufer, wo sie in oft einige Meter hohen Anrissen bloßgelegt sind. Sie sind stark verschiefert und fallen steil nach SSW. Ihre Breite dürfte bis auf 30 m zunehmen; der Südrand wird durch eine niedrige Stufe bezeichnet.

Etwas über 200 m nach dem ersten Aufschluß schneidet derselbe Bach stark tektonisch beanspruchte graue Mergel mit einigen harten Bänken und feinkörnige Kalksandsteine der Flyschoherkreide an (O 40--50° S, 25° SW).

Nach kurzer aufschlußloser Strecke besichtigen wir zuerst den nördlichen Talast. Bei der Gabelung steht Zementmergelschicht des Flysches an und baut sichtlich den ostwärts verlaufenden Rücken auf. An diese legen sich gegen Norden zuerst bunte Flyschiefer und dann helvetische Mergel. Es sind hellrote und blaßgraue, schiefrige und von blättrigen und faserigen Kalzitausscheidungen als Folge tektonischer Beanspruchung durchsetzte Mergel. Sie enthalten wieder eine reiche Foraminiferenfauna der Oberkreide:

sehr viele *Globotruncanen* (darunter *Gl. contusa* Cushman.), die auf jüngste Oberkreide hinweist, *Pseudotextularien*, *Gümbelinen*, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Reussella Szajnochae* (Grzyb.) und reiche Begleitfauna, ferner *Inoceramen*-Reste. Sie begleiten das Bachufer auf längere Strecke und fallen durchschnittlich ziemlich steil SSW. Dann weichen sie vom Bachlauf gegen Süden ab, um ein Stück weiter im nächsten Südastr wieder auf zirka 30 m die Bachufer zu beherrschen.

Nördlich an das Helvetikum grenzt nun wieder Gaultflysch. Bei einer neuerlichen Gabelung des Grabens sieht man überall die Blättchen der schwarzen Schiefer, Blöcke von dunkelgrauen, gebänderten, feinkörnigen Kalksandsteinen und Quarziten mit Glaukonit. Die schwarzen Schiefer enthielten einige wenige Stücke von *Globigerina cretacea* d'Orb., *Radiolarien* und linsenförmige Scheibchen. Ein Brekzienblock mit Stücken von Kalk, Phylliten, Quarz u. a. gehört dazu. Ehe im südlichen Zweig wieder das Helvetikum in Form grauweißer Mergel mit sehr reicher Foraminiferenfauna mit *Globotruncanen* u. v. a. Formen vom Bach angeschnitten wird, überquert man noch eine wenig deutliche, schlecht aufgeschlossene Schichtfolge, nämlich zuerst Mergelschiefer und feinkörnige Kalksandsteine und graue Quarzite, dann grüngraue Mergelschiefer mit Brocken feinkörniger, etwas verkieselter, grünlichgrauer Kalksandsteine mit kleinen, wurmförmigen Hieroglyphen, die wohl als ebenfalls zur Serie der Bunten Schiefer gehörig zu betrachten sind. Gaultflysch, Bunte Schiefer und Mühsandsteine (der tieferen Kreide) bezeichnen noch eine Fortsetzung der sich verschmälernden und mit Zementmergelflysch verschuppten Zone, die in der feuchten Mulde nordwestlich des auf dem Zementmergelrücken stehenden Bauernhofes auszukeilen bzw. unterzutauchen scheint. Das genannte Helvetikum endet in einer Rutschmulde offenbar zwischen Zementmergelflysch. Gault usw. und Helvetikum tauchen hier somit im Kern einer aus Oberkreideflysch bestehenden Antiklinale auf.

In den nördlicheren Zweigen des Grabens sind noch in den Gaultflysch einmal hellrote, einmal auch weißliche, helvetische Mergel eingeschuppt; die roten sind ein wenig von grünlichweißen und von Schmitzen schwarzgrauer Mergel durchzogen, ein andermal wieder nehmen die grünlichweißen Mergel neben den roten breiteren Raum ein (Rinne, etwa 60 m östlich der eingezeichneten nördlichen Seitenrinne mündend), hier auch mit grauen, dunkler gefleckten Mergeln verhanden.

Brekzien bestehen aus hlaßgrünen, schwarzen, grauen und roten Phyllitstückchen, dunklen, flyschähnlichen Sandkalken, grauen und rötlichen Quarzen, rotem Hornstein, Feldspat und spätigen Echinodermenresten in einer sandig-kalkigen, glaukonitführenden Einbettungsmasse. Auch feinkörnigere Abarten kommen vor. Schließlich sind auch feinspätig glitzernde Sandkalke und Kalksandsteine nach meinen Erfahrungen enge Begleiter dieser dem Neocom und Gault zugehörigen Brekzien.

Außer dem Helvetikum begleiten das nördlichere Gault auch bunte Schiefer, sicherlich engstens mit dem Gault verflößt, und Linsen des größeren Mühsandsteins.

In dem zum Sattel P. 621 m W Kirchberg hinaufleitenden Graben konnte zunächst im Flysch des trennenden Rückens O 10° S, 60° S gemessen werden. Erst wo der Bach das Südufer anschneidet, zeigen sich Anzeichen roter, helvetischer Mergel und etwas weiter zuerst unsichere Spuren roter

Mergel, darüber anstehend dunkler, zermalmtcr Schiefer mit Brocken schwärzlicher Quarzite, zirka 1 m mächtig (Gaultflysch) und darüber eine dünnbankige Ausbildung der Zementmergelserie, wie wir sie später als Basis der Zementmergelserie kennenlernen werden.

Wo der von Südosten kommende Seitenbach einmündet, stehen rote und weiße helvetische Mergel an. Schräg gegenüber am Nordufer ist noch etwas Gaultflysch zwischen das Helvetikum und den Zementmergelrücken eingeschaltet. Erst zirka 400 m westlich von P. 621 m gibt die Moräne neuerlich Aufschlüsse frei; auf zirka 25 m Länge stehen stark geschieferte und gestörte blaßgraue, helvetische Mergel an. Bachaufwärts werden die weißlichen Mergel glatt von Mergeln mit mächtigeren feinkörnigen Kalksandsteinbänken (Zementmergelserie) des Flysches überschoben. Erstere werden in Grenznähe von roten Schmitzen begleitet. Die Flyschschichten sind stärker zertrümmert. Die Überschiebung fällt mittelsteil gegen Süd. Die dahinter folgenden Flyschschichten sind heftig gefaltet, die Nordschenkel der Sättel streichen etwa O 15—20° N bei wechselndem Einfallen, die Südschenkel mehr O—W bis O 5° S bei mäßigem südlichem Einfallen. Bald aber breitet sich wieder Moräne über den Fels.

In dem vorhin erwähnten größten südlichen Zufluß ist dagegen im unteren Teil das Anstehen von Zementmergelserie nur nach der Art des Schuttes zu erraten. Bei zirka 570 m jedoch stehen harte Fleckenmergelkalkbänke (zirka 2 dm) mit Zwischenlagen hellerer und von dunkleren Lagen durchsetzter weicherer und schiefriger Fleckenmergel an (O 25° S, 65° SW) (Cenoman des Helvetikums). Südlich davon bzw. darüber folgen blaßgraue Mergelschiefer in größerer Breite (zirka 50 m), die im Hangenden Teil stärker tektonisch beansprucht und mit dunkelgrauen und auch roten Mergeln heftigst verschuppt sind. Aber mindestens noch bei dem südlich vorbei zum Dörf hinabführenden Fahrweg können Mergel des Helvetikums nachgewiesen werden. Das in einer Rutschmasse im Zwiesel dieses Grabens enthaltene Material bunter Flyschschiefer muß von einer Einschuppung ins Helvetikum stammen.

Dieser helvetische Gesteinszug läßt sich an verschiedenen Spuren weiter gegen W—WNW erkennen.

Aber kehren wir zunächst wieder zur Einmündung des Schusterbachs in den Sausbach zurück und betrachten das in diesem Bach aufgeschlossene Profil. Das bereits im Schusterbach gefundene Gault streicht hier etwa 12 m breit aus und südlich anschließend graue Mergel mit dünnen, etwas kieseligen Sandsteinbänken, darin eine einzelne dickere Kalksandsteinbank. Weiter beobachten wir 3—4 m graue Mergel und grüngraue Tonschiefer mit feinsandigen Schichten und einigen bis 20 cm dicken, verkieselten Feinsandsteinbänken mit grünen Bestegen (O—W, 70° S). Nach zwei aufschlußlosen Metern erscheinen teigig verwalzte, grüngraue Schiefer mit roten Schmitzen (2—[4 m ?], hunte Schiefer), zirka 3 m teigige schwarzgraue und hell grüngraue Schiefer mit Brocken schwärzlicher Quarzite (Gaultflysch). Eine Schieferprobe davon enthielt nur *pyritisierte Kugeln*, zum Teil mit facettierter Oberfläche, *Fischzähne*, *Hormosina* sp., *Glomospira charoides* (J. u. P.) und wenige andere Formen. Darüber legen sich noch einmal bunte Schiefer, diesmal aber ziemlich ohne rote Tonschieferlagen, ebenfalls teigig zerwalzt und mit zu Brocken zerrissenen Bänken grauer, etwas kieseliger Sandsteine (1.5 m), dann stößt daran an einer etwa 45° S fallenden Störung ein größerer, glimmer-

führender Sandstein von bräunlicher bis grauer Farbe, an der Basis stark zermalmt, dann aber durch 8—15 cm dicke Tonschieferlagen von grünlicher Färbung in 1—10 dm messende Bänke gegliedert, die nun 80° N fallen.

Ein Dünnschliff eines etwas feinkörnigeren Sandsteins dieses Vorkommens zeigte in kalkigem Bindemittel vorwiegend eckige, aber bisweilen auch gerundete Körner aus Quarz (meist stärker verzahnt und undnlös auslöschend, aber auch nicht undulös), bräunlich getrübten Plagioklas, Schachbrettalbit mit kurz absätzigen Zwillinglamellen, Glimmer (Muskowit am häufigsten, seltener Biotit, selten Chlorit, oft verbogen und geknickt), ferner Stückchen von Gneis, Glimmerschiefer, Phyllit, Serizitschiefer mit etwas kohligter Substanz, Porphyry und vulkanischem Glas; Mergelbrocken, mit sehr selten Calpionella alpina Lorenz, auch Mergelbrocken mit undeutlichen organischen Strukturen, die auch zur Grundmasse gehören können. Kleine Tonbrocken, Kalk, Dolomit, schließlich Apatit, Turmalin, Titanit, Zirkon, Pyrit und sehr selten Glaukonitkörner.

Nach wenigen Metern werden diese Sandsteine durch einen stark gefalteten Komplex abgelöst, bestehend aus grauen, oft kieseligen, meist dünnen Kalksandsteinbänken und einer glimmerreichen Sandsteinbank. Vermutlich werden sie von nicht zutage tretenden grauen Mergeln und grünlichen Tonschiefern begleitet. Sie bilden das Liegende eines nach zirka 15 m in 12 m Breite anstehenden gröberen, glimmerigen, mürben Sandsteins, ganz ähnlich dem vorigen, aber in mehrere Meter mächtige Bänke gegliedert und mit anscheinend unwesentlichen mergelig-tonigen Zwischenlagen. Gegen Süden zu sieht man allerdings nur einen grauen Lehm mit zahlreichen, hier graugrün aussehenden Sandsteinbrocken. Nun sind die Aufschlüsse auf etwa 30 m unterbrochen; nur eine vereinzelte feinkörnige Kalksandsteinbank wird sichtbar.

Der folgende große Aufschluß aber befindet sich in einer Folge von vielen gebänderten oder schichtigen festeren Sandsteinbänken (zirka 1—2 dm), Bänken dünnschichtiger weicherer Sandsteine mit viel Glimmer und Pflanzenhäcksel, getrennt durch Lagen dunkel- oder grünlichgrauer, bisweilen auch dunkler gefleckter Ton- und Tonmergelschiefer. Ferner enthält der Komplex einige wenige, fast 0.5 m mächtige Bänke feiner Kalksandsteine, aber auch dünne Bänke eines gröberen, glimmerreicheren Sandsteins mit schwach kieseligem Bindemittel. Lagerung O 5° S, 45° S. Eine Probe der Tonschiefer zeigte bloß pyritisierte Kugeln und Stäbchen, Radiolarien und große runde Scheibchen.

Die Schichtfolge im letzteren Aufschluß paßt nicht in die Mürbsandstein-Oberkreide, noch weniger in die Zementmergelserie. Aber nach den Erfahrungen im Matzinggraben SW Mühldorf im Almtal erscheint es mir recht wahrscheinlich, daß die gröberen Mürbsandsteine und die geschilderten südlich anschließenden Schiefer bis einschließlich des fraglichen Aufschlusses infolge gewisser Anklänge an die Bunten Schiefer (Dünnbankigkeit, bisweilen Verkieselung, grünliche Schiefer) zu einer Schichtfolge zusammenzufassen sind, deren stratigraphische Lage entsprechend dem Bayerischen „Reiselsberger Sandstein“ zwischen Gault und Bunten Schiefern anzunehmen ist.

Allerdings dürfte das, was auf dem von unserem Aufschluß ostwärts ziehenden Rücken an dem Wege zirka 250 m weiter östlich spärlich zu sehen ist, Zementmergelserie sein. Nach der gegebenen Deutung sind also innerhalb des Rückens wesentliche Störungen vorauszusetzen.

Nun ist am Saushach für eine längere Strecke kein Aufschluß vorhanden, weshalb wir uns diesen Teil des Profils in kleinen östlicher gelegenen Seitenhäclein zusammensuchen müssen.

Ungefähr wo der Fahrweg den Sausbach kreuzt, öffnet sich gegen Osten eine Talfurche, aus der einige kleine Gerinne kommen. Schon zu Anfang kann man gelegentlich die roten Kalzitausscheidungen der helvetischen Mergel wahrnehmen. In den östlicheren Gerinnen finden wir dann auch ganz gute Aufschlüsse im Helvetikum: in der östlichsten Rinne stehen nahe ihrem oberen Ende rote schiefrige Mergel mit blaßroten oder weißen, auch manchmal blaßrosa gefleckten, kompakteren Kalkmergelbänken an. In einer davon wurde ein kleiner Seeigel gefunden. Die roten Mergel enthielten wiederum eine bezeichnende Foraminiferenfauna der Oberkreide.

Gegen Süden schließen daran weiße bis gelblichweiße Mergelkalkbänke, öfter mit dunkleren Flecken und Zwischenschichten von schiefrigen blaßgrauen und dunkelgrauen Fleckenmergeln. Diese sind gekennzeichnet durch *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana ticinensis* Gandolfi u. a. und sind Cenoman.

In der nächsten Rinne gegen Westen und wieder in der nächst westlichen ist ebenfalls Helvetikum vertreten, u. zw. wieder die roten, grünlichweißen und grauweißen Mergel mit reicher Mikrofauna. Die Fauna der weißen Mergel mit *Globotruncanen*, *Gümbelinen*, *Pseudotextularien*, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Reussella Szajnochae* (Grzyb.), *Ostracoden*, *Inoceramen* und reicher Begleitfauna kennzeichnet sie als höhere Oberkreide (Leistmergel). Etwa 30 m hinter dem Waldrand steckt darin auch eine schwarzgraue Mergelschieferpartie (Unterkreide).

In der westlichsten Rinne ist dieses Helvetikum zwar nur in Spuren sichtbar, dagegen gibt es hier zirka 35—40 m hinterm Waldrand graue Mergelschiefer mit vielen dünnen, barten Bänkchen mit grünlichen *Chondriten*, auch einigen dünnen, feinsandigen Bänkchen (dünnbankige Zementmergelbasis, Flysch); Lagerung O 15° N, 30° S. Nach etwa 25 m bezeichnen dünnschichtige, grüne Tonschiefer und graue Mergel mit wenigen dünnen Kalksandsteinbänkchen den Übergang zu den bunten Schiefen des Flysches, die wiederum zirka 30 m weiter in einem kleinen Aufschluß ganz typisch zum Vorschein kommen, bestehend aus ähnlichem Material, bereichert durch rote Tonschieferlagen. Nach noch einmal 30 m befinden wir uns jedoch neuerlich in Schichten des Helvetikums, bestehend aus hellroten, seltener grünlichweißen, stark schiefrigen und gefalteten Mergeln, die südwärts einfallen. Ein Streifen mit weißen Mergelkalkbänken ist eingeschaltet. Jenseits eines aufschlußlosen Streifens mit Flyschschutt erscheinen etwas weiter südlich dann dunkler graue, weiche Fleckenmergel (Unterkreide), aber gleich dahinter hellrote und grünlichweiße (Leist-)Mergel, alle stark gestört und unter mittleren Winkeln SSW fallend. Sie verschwinden schließlich unter Flyschschutt. In der östlicher gelegenen Rinne scheint übrigens bei ähnlichem Flyschprofil Gault stärker beteiligt zu sein und im nördlicheren Helvetikum ein Span bunter Flyschschiefer zu stecken.

Das südlichere Helvetikum ist westwärts durch die beiläufig beim letzten Haus vom „Dörf“ von Osten her mündenden Gräben schlecht und recht zu verfolgen. In den roten und weißlichen Mergeln sind ab und zu *Inoceramenbruchstücke* enthalten.

Und nun wieder zum Sausbach zurück. Im Waldstück nördlich des eben genannten Grabens beobachtet man im Südteil gröberen, glimmerigen Mürlsandstein, der auch am rechten Ufer des Sausbaches an einer Stelle anstehend zu sehen ist. Nach der Verbreitung der Lesesteine muß es sich

um eine größere Linse handeln, die aber in dem vorhin beschriebenen Profil im Seitengerinne bereits ausgekeilt sein muß. Sie wird gegen das südlich vorbeistreichende Helvetikum durch einen Streifen von Gault (Blöcke von glasigem Glaukonitquarzit) mit Fetzen bunter Schiefer (graugrüner Schiefersteig mit dünnplattigen Kalksandsteinbrocken am Sausbachufer) geschieden.

Das südliche Helvetikum ist auch noch in einer Wasserrinne in der Wiese beim letzten Haus festzustellen, dann erreichen wir die Südbegrenzung unserer Seisenburger Zone, nämlich Flysch (Zementmergelserie), der sowohl am Sausbach als auch am Fahrweg zum Schloß Seisenburg ansteht. Es sind graue Mergel mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken. Mit seinem Auftreten versteilt sich das Talgehänge ganz wesentlich.

Wir haben also eine Schuppenzone gequert, bestehend aus Flyschschuppen, meist Gault und Bunten Schiefeln, Mürlsandstein und einer Anzahl Zügen von Helvetikum, von denen die beiden südlichen je fast 100 m Breite haben. Die letzteren scheinen sich westlich Oberrath zu vereinigen.

Bei der weiteren Verfolgung der Seisenburger Zone gegen Westen wachsen zunächst die Schwierigkeiten infolge Mangels an Aufschlüssen in dem herrschenden Wiesengelände mit wenigen Wasserrissen und Rutschungen. Am linken Hang des Sausbachtals, etwa nordwestlich des letzten Hauses vom „Dörf“, kommt eine seichte Rinne herunter. Sie bringt Schutt bunter Schiefer, jedoch dort, wo sie der Fußsteig überquert, häufen sich die Splitterchen roter Mergel des Helvetikums, wodurch die Nordgrenze desselben festgelegt erscheint; es bildet die direkte Fortsetzung des südlichsten Helvetikums östlich vom Sausbach. Auch beim Gehöft P. 570 m waren in den Wassergräben helvetische Splitterchen vorhanden. Der steilere Berghang südlich davon besteht sicher bereits aus Flysch.

An weiteren Hinweisen können noch die spärlichen Splitterchen roter und grüner Tonschiefer (Bunte Schiefer) und wenig höher von Helvetikum in den Gräben des sumpfigen Geländes 200 m WNW der Weggabel nördlich Dörf Erwähnung finden.

Beiläufig 500 m westlich vom Sausbach bietet eine Rinne in einem Waldstück besseren Einblick. Die Flyschanschlüsse sind allerdings äußerst dürftig: eine Bank größeren, glimmerigen Mürlsandsteins etwa 30 m von dem bei den Gehöften das Bächlein überbrückenden Stege und gleich nördlich desselben eine mäßig feine, ebenfalls glimmerführende Sandsteinbank, die möglicherweise auch zu dem Mürlsandsteinverband geböru könnte, ist ziemlich alles. Südlich des Steges sind in einer sumpfigen Mulde Bunte Flyschschiefer zu vermuten. Erst 40 m nach Betreten des Waldes schneidet das Gerinne tiefer und in anstehende weißliche Mergel des Helvetikums ein (zirka O—W, 45° S); nach etwa 20 m zeigen sich eingefaltete rote Mergelschmitzen und eine rote Mergellage, 1.5 m mächtig, darüber aber wieder die weißlichen Mergel. Nach einer Unterbrechung durch abgerutschten Schutt bunter Schiefer sind grünlichweiße und rote Mergel intensiv verknüttet, dann geben weißliche Mergelschiefer nach oben in eine dunkelgraue Mergelschieferlage mit feinsten Glimmerflitterchen, schließlich in einen dunkelgrauen Quetschschiefer mit Kalzitausscheidungen über, in den Linsen eines sandigen, glaukonitführenden dunklen Mergels mit einigen Nummuliten und anderen Foraminiferen eingearbeitet sind. An Foraminiferen sind erwähnenswert: *Discocyclinen*, *Assilina*, *Operculina*, *Nummuliten*, ferner

Robulus sp., *Marginulinen*, *Globigerinen*, glaukonitische *Gastropoden*-Steinkerne u. a. Es scheint sich um einen weitgehend verschleiften und aufgelösten, glaukonitreichen Nummulitenkalksandstein zu handeln. Damit schließt das sichtbare Profil ab. Lesesteine an dem von hier westlich vom Gehöft P. 570 m südwärts hinaufziehenden sehr sanften Rücken weisen auf Vorhandensein Bunter Schiefer und von Mürhsandstein des Flysches bis zu dem südlichen Helvetikum.

Östlich des nächsten größeren Baches, des Grünbaches, kommt von den sanfteren Hängen etwa 7—800 m NNW P. 804 m (Wirthbrand) ein kleiner Bach herab. Verfolgen wir ihn aufwärts, so ist zuerst der Flysch nördlich der Seisenburger Zone erkennbar, aber nirgends richtig aufgeschlossen. Hinter den Häusern, bei rund 550 m, befindet sich eine Sumpfstelle und dahinter steht, 30 m breit freigelegt, grauweißer, helvetischer Mergel mit seltenen blaßroten Stellen, mittelsteil gegen SSW einfallend, an, im Hangenden desselben der dunkelgraue bis schwarze Mergelschiefer und schließlich, nach ungefähr 12 m der grauschwarze Quetschschiefer, jedoch ohne Eozänspuren. Dahinter scheint dünnplattiger Flyschschutt, u. a. mit Mergelplatten mit grünlichen Chondriten der dünnbankigen Zementmergel-Basisschichten, aber überwiegend Bunte Schiefer, vorzuliegen, besonders in einer sumpfigen Stelle. Ein dahinterliegender aufgewulsteter Hügel besteht nun wiederum aus Helvetikum, u. zw. weißlichen, grünlichweißen und roten Mergelschiefern und abgequetschten Linsen weißer Kalkmergelbänke. Von hier stammt ein Fund schlecht erhaltener Inoceramenscherben. Mittelsteiles Einfallen nach S 15° W. Die Breite des Helvetikums ist hier mit 40—50 m zu veranschlagen. Nach einer aufschlußlosen Mulde (Bunte Sch. ?) besteht der Hügel, auf dem das östlichere Haus steht, wieder aus Kreidemergel des Helvetikums, dessen Zug im Süden unter Zwischenschaltung einer Schicht Bunter Schiefer von der großen Flyschmasse (Zementmergelserie) des Wirthbrand überschoben ist.

Auch der Grünbach bietet einige bemerkenswerte Einblicke in den Aufbau der Seisenburger Zone. Von Norden nach Süden sind es zuerst Gesteine der mürhsandsteinführenden Oberkreide — nicht Moränen, wie in der geologischen Karte eingetragen ist. Dann, etwa bei dem NO P. 583 m rechts des Baches eingezeichneten Haus (heute verfallen), befindet sich ein größerer Aufschluß. Im Nordteil liegen graue, glimmerig-schichtige, feinkörnige Kalksandsteinbänke in schwarzen, stellenweise auch grünen Schiefeln, darüber eine stark verschieferte Lage aus grünen und wenig roten Tonschiefern, verknüftet mit schwärzlichen, glimmerigen Sandschiefern. Eine mäßig feine, wellig geschichtete Sandsteinbank legt sich darüber (O 10° S, 45° S) mit einer Mergellage im Hangenden. Eine Probe dieser Schiefer ergab pyritisierte Kugeln, oft mit facettierter Oberfläche (Radiolarien?), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Anomalina lorneiana* (d'Orb.), *Ammodiscus* sp., sandige Scheibchen (Gault). An dieser Stelle sind am oberen Rande des Abrisses rote, helvetische Mergelsplitterchen als Andeutung eines eingeschuppten Spanes im verwitterten Material enthalten. Bisher handelte es sich um Gaultflysch mit Bunten Schiefeln und einer wohl zur Mürhsandsteingruppe gehörigen Sandsteinbank. Einige aufschlußlose Meter, jedoch mit Anzeichen von Gault (Blöcke schwarzer Quarzite) unterbrechen das aufgeschlossene Profil, das nun mit einer dünnbankigen Folge von graugrünen und roten Tonschiefern und grauen Mergeln, mit verkieselten,

dünnen, feinsandigen Bänkchen von grauer oder grünlicher Farbe fortsetzt. Sie ist in Spitzfalten gelegt und ist im Hangenden wesentlich gestört, ja die hangendste Schicht wiederum zu Teig zermalmt, einige Knollen von größerem, mürbem Sandstein sind hineingeknetet. In einer Probe dieser Schiefer gab es viel *Dendrophrya robusta* Grzyb., *Lituotuba* sp., einige *Globotruncanen* (*Gl. linnaeana* [d'Orb.]) *Reophax* sp., *Rhabdamminen*, *Glomospiren*. An einer bauchig gebogenen, südfallenden Fläche ist größerer, glimmerführender Mürbsandstein darüberschoben; an der Basis liegt ein größerer Block davon, dann ist der ganze, mehrere Meter mächtige Schichtstoß in größere und kleinere Brocken mit einer Zwischenmasse aus zerdrücktem, ganz mürbem Sandstein und Schmitzen hellgrüner Tonschiefer aufgelöst. Hinter einem hier liegenden kleinen Wasserfall ist der Aufschluß zu Ende. Wir ersehen daraus eine komplizierte und schuppenreiche Tektonik. Das Streichen ist durchschnittlich 0 — 10° S, das Einfallen zwischen 30 und 45° S.

Gehen wir jetzt noch etwa 70 m weiter dem Bach entlang gegen Süden, so stoßen wir bei einer scharfen Bachbiegung, wo am orogr. rechten Ufer bereits Wald steht, auf eine 5 m mächtige Bauk gleichartigen Mürbsandsteins, wie im vorigen Aufschluß, auch hier unterlagert von bunten Schiefern und an der Grenze stark zermürbt (0 10° S, 55° S). Wenig weiter aber leuchten aus einem hohen Uferanriß des rechten Ufers hellrote Mergel mit nur untergeordnet grünlichweißen Partien und einigen festeren Mergelkalkbänken. Auch diese Mergel enthalten eine reiche Foraminiferenfauna der Oberkreide mit weit vorherrschenden *Globotruncanen* (*Gl. stuarti* fehlt!), wenigen *Pseudotextularien*, aber vielen Exemplaren von *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gümbelinen* u. a. (etwa Turon-Santon). Die Mergel erreichen — nach der Verbreitung ihres Schuttes zu schließen — noch eine ein wenig größere Breite, dann trennen schwarze und grüne Gaultschiefer das Helvetikum von dem Oberkreideflysch, u. zw. Zementmergelserie, des Wirthbrand (804 m). Gegenüber am linken Ufer stehen in gleicher Lage wie das Gault auch Bunte Schiefer an.

Eine Ergänzung des Profils zwischen dem großen Gault-Buntschiefer-Mürbsandsteinaufschluß und dem Helvetikum ist aus spärlichen Aufschlüssen in einigen kleinen Seitenrinnen der Ostseite zu ersehen, in denen Bunte Schiefer, südlich daranschließend wieder Mürbsandstein und schließlich Gault (Blöcke von glasigem Glaukonitquarzit) und endlich die roten Mergel festgestellt werden konnten.

Auch am Waldrand westlich des Baches beweisen Lesesteine besonders von weißen bis blaßgrauen Mergel- und Fleckenmergelkalken das Fortstreichen des Helvetikums gegen Westen.

Vom Grünbach 400 m gegen Westen, westlich von P. 532 m, befindet sich eine Gruppe seichter Gräben. Während der zu P. 532 m führende Grabenast nur spärlichste Flyschaufschlüsse darbietet, verquert man in dem südostgerichteten zwar zuerst die nördliche Vorlage der Seisenburger Zone mit grauen Mergeln und dunkelgrauen Tonmergeln und Tonschiefern, oft schichtigen, feinkörnigen Kalksandsteinbänken und gelegentlich auch eine gröbere, glimmerführende Mürbsandsteinbank darin — Streichen überwiegend 0 — 20° S bei mäßigem Südfallen — bis zu dem Wege, der bei zirka 540 m den Graben kreuzt; aber plötzlich, 100 m nördlich des Hauses auf der waldumschlossenen Wiese („Wolfswiese“ der Karte), stehen

wir auf stark verschieferten, hellgranen Mergeln mit roten Schmitzen des Helvetikums. Sehr bald werden diese von roten Mergeln mit einigen kompakteren Bänken zwischen mehr schiefrigem Material abgelöst. Im Süden begleitet sie wiederum weißlicher Mergel.

Beiläufig ost-südöstlich des Hauses macht die Wasserrinne einen scharfen Knick fast nach Osten und nach etwa 25 m wieder gegen Süden. Hier nun ist ein grünlichweißer, stark geschieferter Mergel zu sehen, ferner darin — meist nur als Blöcke sichtbar — ein grauweißer, weicher, feinsandiger Kalkstein mit verstreuten Glaukonitpünktchen. Gesammelt wurden daraus Crinoidenstielglieder, Seeigelreste, Fischschuppen und Fischzähne (aber sehr selten); auch größere Foraminiferen kommen vor. Kleine, kalkige Knötchen fallen gelegentlich auf. Ferner lagen dort einige, leider lose Blöcke eines glaukonitführenden Lithothamnienkalkes mit kleinen, bis zirka 0.5 cm erreichenden *Orbitoiden* und ein grauer, glaukonitführender und kalkreicher Sandstein mit spätig glitzernden Echinodermenresten, kleinen *Nummuliten* und *Discocyclinen*.

Im Dünnschliff sieht man in überwiegender kalkiger Masse Quarkörner (eckig bis gerundet, oft undulös, bisweilen heftig verzahnt), einige Körner von Mikroklin, auch manchmal Körner von Mikroklin und Quarz, Glaukonitkörner, Nummuliten, Discocyclinen, andere Foraminiferen, Lithothamnien, Bryozoen, Bivalvenreste, Crinoidenstielglieder u. a.

Beider Vorkommen ist offenbar das von Scherlingen.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese drei Gesteine zum Eozän gehören, aber auch die grünlichweißen, schiefrigen Mergel, die sie begleiten, erwiesen sich als eozän, denn die Mikrofauna besteht vorwiegend aus *Globigerinen*, dazu u. v. a. *Hantkenina alabamensis* Cushman. (sehr selten), *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Cyclamina amplexans* Grzyb., ferner *Robulus* sp., *Ammodiscus* sp., *Nodosarien*, auch *Ostracoden*, *Fischzähne*. Typische Kreideformen fehlen. Das Gestein entspricht dem Stockletten Bayerns.

Der südliche Mergelstreifen ist ganz gering mächtig und im Hangenden gesellen sich zu ihm rote Schmitzen; unter stärkster Verschieferung legt sich südlich daran ein bräunlichschwarzer, selten grüner, etwas mergeliger und feine Glimmerflitterchen führender Schiefer mit Blöcken eines dunkel- bis grünlichschwarzgrauen, harten, feinkörnigen Sandsteins, der in größere Glaukonitsandsteine übergeht. Dazu gehören auch die Brekzien mit durchschnittlich linsengroßen Komponenten: Quarz, grüne Phyllite, Mergel und Kalkbrocken, auch schwarze Tonschiefer, Koblenstückchen und Glaukonit. Ferner gibt es Blöcke eines glitzernden, dunklen Sandsteins mit Glimmer und einigen Kohlenschmitzen (auf manchen Schichtflächen), wie sie im Gault des Flysches als Begleiter der Gaultbrekzien vorkommen. Weiter sind noch erwähnenswert: eine kalkige, bunte Brekzie, an der massenhaft rote und grüne Phyllitstückchen auffallen und ein Block blaßgrüngranen, glasigen Glaukonitquarzites. Die Gesteinsgesellschaft ist in jeder Hinsicht bezeichnend für das Flysch-Gault.

Während nun die schwarzen Schiefer hier — wie auch sonst gerne im Flyschgault — nur pyritisierte Stäbchen und Kügelchen sowie Fischzähne enthalten, erwies sich mehrere Meter weiter im selben Zug eine Probe braunschwarzer Mergelschiefer als recht fossilreich (paleozän!) mit *Clavulinoides* sp., *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) *bavariana* Cushman., *Ammodiscus* sp., *Nodosarien*,

Marginulinen, *Spiroplectamminen* u. a. Jedenfalls ist aus diesem Beispiel die gewaltige Verschuppung klar ersichtlich.

Jedoch ist dieses Gault nur gering mächtig. 15 m südlich dieses Gaults stehen neuerlich stark geschieferte, helvetische, hellfarbige Mergel mit *Globotruncanen* an. Ob die im Zwischenstück im Verwitterungslehm häufigen Flyschhlöcke (Mergel, feinkörnige, mitunter leicht verkieselte Kalksandsteine) einen durchstreichenden Flyschspan bezeichnen, oder nur vertragener Schutt sind, läßt sich nicht entscheiden.

Jenseits des Helvetikums verrät eine Sumpfstelle, in der dünne, rissige Platten zu finden sind, daß hier bunte Flyschschiefer anstehen, in einer Breite von schätzungsweise 20—30 m. Dann ist ein Span von Oberkreideflysch kaum kenntlich, nur ein stark verschieferter Mergel steht in einem kleinen Aufschluß an (O 20° N, mittel S). Dahinter folgen noch einmal bunte Schiefer. Von dem südlichen Zug von Helvetikum ist hier leider nichts aufgeschlossen.

Der westliche Ast dieses Grabensystems ergänzt dieses Profil in wünschenswerter Weise. Von der Gabelung W P. 532 m bleibt er zunächst aufschlußlos. Erst westnordwestlich von dem beim letzten Eozän erwähnten Haus erscheinen grünlichweiße, selten auch blaßrötliche Kreidemergel des Helvetikums. 50 m weiter stehen im Bachbett dunkelgraue südfallende Mergel an. Dazu kommen einige in diesem Bereiche am Ufer liegende Blöcke von glaukonitreichen Nummulitenkalken. Wenige Meter weiter liegen im Bachbett große, scheinbar anstehende Blöcke eines grauen Lithothamnienkalkes mit kleinen Orbitoiden (*Discocyclus* sp.). Es sind mergelige Kalke, die aus einer grauen Mergelmasse mit Glaukonitpunkten und darin bräunlichweiß gefärbten, kleinen, aber auch bis kinderfaustgroßen *Lithothamnienknollen*, einigen *Echinodermenresten* und kleinen *Discocyclus* und *Nummuliten* besteht. Andere Typen sind heller und die graue Einbettungsmasse tritt stärker zurück. Aber auch ein Block eines bräunlichgrauen, dichten Kalkes mit mäßig großen *Discocyclus*, *Lithothamnien* und *Bryozoen* ist bemerkenswert. Noch ein wenig südlicher waren etwa 3 m lang dunkler graue, zum Teil glaukonitische Mergel aufgeschlossen mit einer tertiären Mikrofauna (häufig große *Globigerinen*, *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Spiroplectamina* sp., *Vaginulinen*, *Marginulinen*, *Nodosarien*, *Clavulinoides* sp., *Robulus* sp. und viele andere). Es handelt sich offenbar um Paleozän.

Ein Stückchen dahinter treten noch stumpfgraue, ebenfalls zum Helvetikum gehörige Mergel mit kleinen Bivalvenresten auf. *Ammobaculites paleocaenicus* (Cushm.), *Neofabellina interpunctata* v. d. Marck, *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Marginulinen*, *Spiroplectamminen* und manche andere Formen deuten auf paleozänes Alter. Im Hangenden zeigen sich eingeknetete rote Mergelschmitzen. Dann aber beginnt eine Strecke ohne Aufschluß.

Auf der Höhe der östlich des Baches gelegenen Wiesenecke versteilt sich plötzlich der Hang. Am Fuße dieser Stufe sind bei einiger Aufmerksamkeit bunte Flyschschiefer wahrzunehmen, darüber mergelreicher Flysch mit häufigen Hartmergelbänken, stark gestört, mit wechselnder Schichtstellung, sichtlich gefaltet und teilweise überkippt. Bald stellen sich im Hangenden zahlreiche, zum Teil mächtigere Bänke feinkörniger Kalksandsteine und mit ihnen der Charakter der normalen Zementmergelschicht ein.

Kurz vor einer Gabelung des Baches nimmt die Zertrümmerung wesentlich zu und wieder wird die Schichtfolge mergelreicher. Hier wurde gemessen O 15° N, mittel S. Auch die dünnbankigen Basisschichten der Zementmergelerde sind untergeordnet vertreten, die dann rasch von bunten Schiefeln abgelöst werden. Auch Stücke von Mürbsandstein wurden beobachtet.

Die Art der Oberflächenform und der Lesesteinsgesellschaft von dünnen, nicht selten verkieselten, rissigen, feinkörnigen Sandsteinplatten und gelegentlich Blöcken von dunklen Quarziten und Glaukonitquarziten läßt darauf schließen, daß Bunte Schiefer und Gaultflysch die Hauptgesteine darstellen, bis auf der Höhe der oberen Ecke der oberen Wiese wieder ein Hanganstieg erfolgt. Der Scbutt enthält hier in zunehmendem Maße Stücke von weißen, hellgrauen oder gelblichgrauen Mergel- und Fleckenmergelkalken aus dem Cenoman des Helvetikums. Bei 620 m Höhe scheint der Südrand der Seisenburger Zone erreicht zu sein.

Die bemerkenswerteste Erscheinung an diesem Profil ist neben dem Auftreten von verschiedenen Eozängesteinen und des Paleozäns das Eingreifen eines Keiles von Zementmergelerde des Flysches zwischen die beiden helvetischen Züge. Die Bedeutung davon wird sich bald ergeben.

Etwa 150 m westlich des eben beschriebenen Grabens zieht ein weiterer Graben gegen Norden, dessen Wurzeln sich südöstlich Kaibling und an den Nordhängen des Berges P. 834 m befinden. Von Norden nach Süden herrscht zunächst Aufschlußlosigkeit, jedoch dürfte zuerst Oberkreideflysch dann auch die Seisenburger Zone durchstreichen, von der nur 40 m nördlich der am rechten Ufer stehenden Hausruine ein außerordentlich verschieferter Span von grauweißem, helvetischem Mergel inmitten von schwarzen Schiefeln und auf der Höhe der Ruine schwarze Quarzite und Spuren von schwarzen Schiefeln samt einem Brekzienblock (Flyschgault) sichtbar sind. Nach Betreten des Waldes bemerkt man noch Spuren Bunter Flyschschiefer, ehe Mergelschiefer mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken und etwas Hartmergel der Oberkreide-Zementmergelerde (O 5—10° N, 35° S) anstehen.

Untersuchen wir noch die seichten Gräben, die westlich der Örtlichkeit „In der Maus“ gegen NW ziehen und südlich Rankleiten ausmünden. In der östlichsten Rinne, die nahe dem Ostrand des Waldes verläuft, kommt nur spärlich Helvetikum zutage. Bei 620 m dürften Bunte Schiefer und ein wenig Gault vorkommen. Aber die nächste Rinne gegen Westen kann mehr Interesse beanspruchen. Von der Abzweigung der vorigen Rinne aufwärts gehend, ist zuerst nur Schutt wahrzunehmen, von dem aber besonders die dünnplattigen, rissigen Stücke Bunten Schiefer zugeschrieben werden können. Bei zirka 530 m Höhe ist das erste Anstehende ein dunkelgrauer, mergeliger Schiefer mit kleinsten Glimmerfitterchen, weißlichen Bivalven- und Gastropodenschälchen und seltenen Fischresten sowie einer reicheren Mikrofauna mit vielen *Globigerinen*, *Robulus*, *Marginalinen*, *Uvigerinen*, *Seeigel*-Resten, *Schwammnadeln*, einigen *Schneckensteinkernen* aus Pyrit, *Fischzähnen* u. a. Es handelt sich wahrscheinlich wieder um Paleozän.

Gleich südlich davon häufen sich Blöcke — deren Anstehen somit da zu vermuten ist — eines eigentümlich lebhaft grünen, feinkörnigen Sandsteines. An manchen Oberflächen zeigten sich grobe, mäÙig große, wurm- und zapfenförmige Hieroglyphen. Das glaukonitreiche Gestein würde man bedenkenlos dem Gaultflysch zuschreiben, würden nicht — anscheinend in einer dünnen

Schicht — einige größere Discocyclusen und wenige Nummuliten das eozäne Alter beweisen. Auch seltene Reste von Pecten und anderen Bivalven kommen vor. Ein Dünnschliff davon zeigte in kalzitischem Bindemittel zahlreiche, selten über 0.2 mm große Quarzkörner, selten Muskowit- und noch seltener Biotitblättchen, ziemlich viel Glaukonit und wenige Erzkörnchen.

Offenbar gehört zu diesem Komplex auch ein dunkelgrüngrauer „Nummulitenkalk“ mit bis zu 5 cm großen Discocyclusen, kleineren Nummuliten und wenigen Bivalvenresten.

10 m weiter erscheinen dürrtig die ersten roten Mergel, aber zusammenhängender hat sie der Bach dort freigelegt, wo er seinen Einschnitt vertieft hat. Hier ist der ganze Boden voll Splitter von roten und grünlichweißen, auch grünlichweiß und blaßrot gefleckten Mergeln, die stark verbiebert und stellenweise von tektonisch bedingten Kalzitausscheidungen durchsetzt sind. Im Hangenteil derselben ist ein wenig mehr als metermächtiger, etwas dunkler grauer Mergel, zermahlener Flyschmergel, eingekeilt. Über den helvetischen Mergel sind unter starken Zertrümmerungserscheinungen grüne, weniger violettrote, teigige Bunte Schiefer mit verkieselten, feinkörnigen Sandsteinbrocken und einer zirka 30 cm mächtigen, feinkörnigen Kalksandsteinbank überschoben. Eine sehr flach gegen SSO einfallende feinkörnige Sandsteinbank legt sich darüber. Eine kurze Strecke bleibt obne Aufschluß, dann ist ein Keil mergelreicher Schichten der dünnbankigen Zementmergelbasis (zirka O—W, 15° S) in Bunte Schiefer eingeschuppt, die etwa 8 m weiter in Form grüner und roter Tonschiefer mit dünnen, quarzitischen Bänken aufgeschlossen sind. Wenig weiter südlich überwiegt das rote Schiefermaterial. Jedoch 5 m weiter scheint bereits Zementmergelserie, allerdings noch mit einer Einschuppung Bunter Schiefer, das Südende der Seisenburger Zone zu bezeichnen. Bald darauf ist ein Streifen von rund 40 Höhenmetern reich an Schutt von glimmerigen, gröbereu Mürlsandsteinen der Oberkreide.

Noch einmal schneidet die seichte Rinne, die am Gehöft Habel vorbei den bei Rankleiten ausmündenden Gräben zustrebt, etwa 100 m südlich des genannten Hofes die Südgrenze des von roten und weißlichen Mergeln gebildeten Helvetikums an, dessen Südrahmen von schwarzem Gaultschiefer und bunten Schiefem gebildet wird. Dann konnten bis zum Almtal keine Spuren des Helvetikums mehr entdeckt werden, woran sicher die schlechten Aufschlußverhältnisse schuld sind. Etwa südwestlich von P. 519 m streicht noch mürlsandsteinführende Oberkreide, offenbar stark gefaltet, durch. Sicherlich biegt das Helvetikum bereits ein wenig gegen Nordwesten ab, wie die Fortsetzung in den Nordwesthängen des Bäckenberges vermuten läßt.

Kehren wir nun zu dem in der „Wolfswiese“ mündenden Graben zurück, in dem wir den Keil von Flysch-Oberkreide zwischen den helvetischen Zügen besonders hervorgehoben haben. Von hier aus ist der Zug helvetischer Gesteine, allerdings kaum aufgeschlossen, bis in die Nähe des Grabens östlich Kaibling zu verfolgen.

In diesem Graben und seinen Seitenrinnen ist in dem durch das Helvetikum bezeichneten Streifen das häufige Auftreten bunter Flyschschiefer zu verzeichnen, die zu Rutschungen und Quellaustritten bzw. Versumpfungen Anlaß geben. In einer der nahe dem Westrand des Grabensystems in der

Nähe des Waldrandes verlaufenden Rinnen steckte zwischen den Bunten Schiefeln ein dünner Span grauweißer und roter Kreidemergel des Helvetikums. Nördlich an ihn anschließend ist auch das Vorhandensein von Gaultfysch mit dunklen Quarziten angedeutet.

Und in demselben Grabensystem ist der trennende Flyschkeil bereits zu einer Breite von rund 300 *m* angewachsen. Zu den Bunten Schiefeln an seiner Südseite vermitteln nun auch Schichten der dünnbankigen Zementmergelbasis, die mergelreich und durch häufige grünliche Chondriten ausgezeichnet sind. Die den Keil aufbauenden Schichten sind sichtheb stark gefaltet, an einigen Stellen, besonders 30 *m* nördlich der letzten Talgabel vor dem Austritt des Grabens aus den Bergen, können stark verschleifte Zonen festgestellt werden. Nach Norden nehmen gegen den Rand des Keiles zu die Mergel gegenüber den feinkörnigen Kalksandsteinbänken stark zu, ein Zeichen, daß wir uns wieder in tieferen Teilen der Zementmergelschichten befinden, der Keil also — im großen — eine schöne Syncline ist. Die Ränder aber sind Zonen stärkster Durchbewegung.

Die Bunten Schiefer sind auch die Ursache der Furchen südlich des Hügels von Kaibling. Sie sind hier auch gelegentlich als Splitterchen grüner und roter Schiefer im Boden oder an Platten rissiger, feinkörniger Kalksandsteine zu erkennen. Besonders bemerkenswert war ein Fund von roten, helvetischen Kreidemergeln am Weg genau südlich Kaibling und einiger Blöcke von Fleckenmergelkalk in der Nähe mehr gegen den Bach zu, so daß eine in Linsen aufgelöste Fortsetzung des Helvetikums bewiesen ist.

In demselben gegen Westsüdwest gerichteten Graben, etwa bei 520 *m* Höhe, werden grüngraue Tonschiefer und Tonmergel mit harten Sandsteinbänken im Norden von einer über 5 *m* mächtigen Linse von gröberem, glimmerführendem Mürbsandstein begleitet. Weiter abwärts in Tal kommen noch zwei solche Sandsteinlinsen vor. In einer kurzen Rinne unterhalb des Bauernhofes an der Nordseite (SW Kaibling) sind die grünen und roten Schiefer gut zu sehen; neben den dünnen, kieseligen Kalksandsteinbänken kommen auch wenige dickere, graue Kalksandsteinbänke vor. Während diese bunten Schiefer — mit oder ohne rote Schieferlagen — noch öfter talabwärts zutage treten, besonders schön, stark gefaltet und verruscht bei der größeren Talgabel etwa 300 *m* Südost der Mündung, sind im südlicheren Talast auf der Höhe des Hauses beinahe anstehend Mergel mit zarten Fucoiden, aber auch breiteren grünlichen Chondriten und feinkörnige Kalksandsteinplatten der dünnbankigen Zementmergelbasisschichten, zu finden. Weiter südlich fehlen brauchbare Aufschlüsse und teilweise verhüllt glaziales Material den Untergrund. Aber vom Grabenausgang gegen Norden vermitteln wiederum dünnbankige Basisschichten von den bunten Schiefeln zu den Zementmergelschichten des Hügels von Kaibling, die wieder in tiefsten Teilen die mergelreiche Ausbildung zeigen. Nördlich der Mündung dieses Baches in den Steinbach sind sie an dessen Ufer in flachem Faltenwurf und öfter in die grüngrauen Schiefer, die zu den bunten Schiefeln überleiten, übergehend entblößt. Bei der starken Bachbiegung westsüdwestlich P. 712 *m* (bei Kaibling) überquert der von der Steinbachbrücke dem Bach aufwärts folgende Weg den Bach. Beim rechtsufrigen Brückenlager grenzt eine stark verschieferte schmale Zone die dünnhankigen Schichten gegen die nordwärts anschließenden Zementmergelschichten mit dicken Kalksandsteinbänken ab. Diese sind aber nur ein schmaler Zug, der unter heftiger Störung auf hunte

Schiefer aufgeschoben ist, die zu einem grünrauen, öfter violettrot gefleckten Schiefersteig mit kalzitreichen Brocken dünner, kieseliges Kalksandsteinplatten mit kleinen Hieroglyphen, aber auch gelegentlich etwas größeren, harten Sandsteinbrocken zermalmt sind. Ihre Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter, dann folgt darunter bzw. nördlich eine Serie mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken in grauen Mergeln, aber auch einige Bänke größerer, glimmeriger Mürbsandsteine, also mürbsandsteinführende Oberkreide. Die bunten Schiefer sind also als Schiefer an der Grenze von Zementmergelschichten gegen die Mürbsandstein-Oberkreide aufzufassen, die ganze Schichtfolge liegt hier verkehrt, die Zementmergel sind gewaltig ansgedünnt. Dagegen erlangt die mürbsandsteinführende Oberkreide gegen die Steinbachbrücke zu eine Breite von über 0.5 km. Damit ist die große Verbreitung dieses Schichtgliedes in der Fortsetzung westlich vom Almtal bereits angedeutet.

E. Kraus (1944) bezieht sich ebenfalls auf dieses Profil, indem er die ganze Folge bis fast zur Steinbach-Brücke der Gaultstufe zuweist, eine Deutung, der ich absolut nicht beipflichten kann. Die „Quarzite“, die ich nur in der Nähe der bunten Schiefer fand, sind teilweise das Ergebnis tektonischer Beanspruchung (vgl. Seite 147).

Nun obliegt uns noch die Beschreibung unserer Seisenburger Zone gegen Osten, östlich des Sattels bei Kirchberg. Wir treffen sie im Reslmayrgraben südöstlich von Kirchberg erstmalig wieder, wo sie unter den Moränen der Sattelregion hervorkommt.

Geht man in diesem Graben von dem südlich des Waldrandes querenden Weg den Bach entlang etwa 160—180 m abwärts, so geht man zuerst über die Bänke der mürbsandsteinführenden Oberkreide, die ein Packet Zementmergelserie überlagert. Die letzten Bänke liegen zirka O 20° S, 55° S. Jenseits einer sinterreichen Quelle erscheinen die ersten Platten roter helvetischer Kreidemergel (O 30° S, 55° SW). Diese Mergel halten im ganzen etwa 50 m an, sind schiefrig und enthalten stellenweise kompaktere blaßrote bis grünlichweiße Bänke. Schließlich kommen auch grünlichweiße, schiefrige Mergelschmitzen vor. Die roten Mergel enthalten sehr viele *Globotruncanen* (*Gl. arca* Cushman, *Gl. lapparenti coronata* Bolli, *Gl. helvetica-rosetta*), begleitet von *Gümbelinen*, *Pseudotextularien* und *Globigerina cretacea* d'Orb. u. a. Ein steilstehendes Packet mit reichlich weißen Schmitzen von etwa 8 m Mächtigkeit vermittelt zu einem weißen bis grünlichweißen Schichtstoß mit weißen kompakteren Bänken, die schließlich gegenüber den mehr schiefrigen Zwischenmitteln stark überwiegen. Die schiefrigen Zwischenlagen führen *Globotruncanen* (*Gl. ticinensis* Gandolfi, *Gl. helvetica* Bolli, auch *Gl. appenninica* Renz) mit artenärmerer Begleitfauna. Gegen Norden zeigen die Mergelkalke immer zahlreichere dunklere Flecken, auch die Zwischenmergel werden zu Fleckenmergeln. Endlich beginnen zwischen diesen Fleckenmergeln immer mächtigere Mergelschieferlagen von dunkelgrauer Farbe. In den Fleckenmergeln gibt es viele *Globotruncanen*, u. a. *Gl. ticinensis* Gandolfi und *Gl. helvetica* Bolli, ferner *Globigerina cretacea* d'Orb. u. a., die das cenomane Alter dieser Schichten sicherstellen. Dieses ungefähr 35 m breit austreichende Schichtpaket reicht etwa bis zur Ostkrümmung des Baches beim Südende der Wiesen am linken Ufer; ein Steg führt hier über den Bach.

Es folgt nun eine längere aufschlußlose Strecke mit starker Rutsch-tendenz der Ufer. Hier sind schwarze (untercretacische) Mergelschiefer

anstehend voranzusetzen, deren Schutt gemischt mit weißen und roten Mergeln an der Rutschmasse beteiligt ist und wenig abwärts sichtbar wird. An einer Stelle allerdings stehen auch die roten Mergel mit hellen kompakteren Bänken spärlich sichtbar an. Auch von Westen, vom Gehöft Wolfgrub der Karte, reicht eine Rutschmulde mit Moränen im Hintergrund zum Bach herab, das Gegenstück zu der Rutschmasse am rechten Talhang.

Etwa 80 m unterhalb des Steges konnten im Bachbett einige Blöcke von „Nummulitenkalk“ gefunden werden, darunter graugrüne feinsandig-glaukonitische Typen mit oft mehrere Zentimeter großen Discoeyclinen und einigen Nummuliten, die ihnen eine blättrige Struktur verleihen, sowie ein dichter Nummulitenkalk von hell braungrauer Farbe mit zahlreichen 1—2 cm großen Nummuliten u. a., Lithothamnienknollen u. dgl.

Die Moränen der Umgebung liefern glaziale Blöcke bis zum Talgrund. In der Nähe der Eozänblöcke liegen Blöcke dunkler Quarzite des Flyschgaults, jedoch ist das Anstehen des Gaults nicht sicher zu erweisen.

Eine kurze Strecke jedoch von den Eozänblöcken nachabwärts stehen plötzlich hellgraue Mergel, etwas schiefrig, mit zarten Fucoiden, wechselnd mit dünnen Bänken feinkörniger Kalksandsteine und kompakteren Mergelbänken mit grünlichen Chondriten, und schließlich dünnen grünlichen Tonmergellagen an. Es ist sicherer Flysch, u. zw. dünnbankige Zementmergelbasis (O 35° S, 30° SW).

Es ist nur ein schmaler Flyschspan, der wiederum an eine Schuppe von Helvetikum in Form weißer Mergelkalkbänke mit schiefrigen Zwischenlagen angrenzt. Mit stärkerer Störung schließen darauf rote, stark geschieferte Mergel. Ein loser Block von Nummulitensandstein liegt hier. Der Ort des Anstehens ist fraglich. Diese wieder nur schmale helvetische Schuppe ist neuerlich an Flysch angepreßt, dessen stark zertrümmerte Blöcke gehäuft daliegen und nach verstürztem Anstehenden aussehen. 4 m talabwärts ist noch stark verschieferter und mit Kalzit durchsetzter, weißlicher helvetischer Kreidemergel zu sehen gewesen, der an einer etwa SSW einfallenden Störung einen großen zertrümmerten Flyschklotz überlagert. Im folgenden sind dann die bläulichgrauen, feinkörnigen Kalksandsteinbänke der Zementmergelerde in offenbar steilstehenden, zerrissenen Spitzfalten besser zu sehen. Das Vorkommen bewirkt eine wesentliche Versteilung des an den Bach herantretenden Hanges. Auch hierbei handelt es sich um keinen mächtigeren Zug.

Wo der Hang bald wieder zurückweicht, herrschen heftig, steil aufgefaltete hunte Schiefer, u. zw. vorwiegend grüngrüne Schiefer mit quarzitischen Bänken, während die roten Schiefer sehr zurücktreten. Einige zertrümmerte feinkörnige Kalksandsteinbänke von etwas größerer Mächtigkeit, begleitet von grauen Mergelschiefern, sind eingestreut. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um stratigraphische Einschaltungen in den bunten Schiefen. Beim Südende spießt ein kleiner Keil helvetischen Mergels von unten in die Schiefer ein.

Im weiteren Verlaufe gewinnen aber auch die roten Schiefer an Bedeutung. Nach einer schmalen Zone, in der auch größere, harte, glimmerige Sandsteinlinsen vorkommen, herrschen wieder die grünen Schiefer mit harten Bänken, etwa dort, wo ein kleiner Waldzipfel südsüdwestlich P. 530 m gegen Nordwesten vorspringt. Das hier zuffießende Bächlein hat mächtigen Kalksinter abgelagert. Von hier zirka 20 m gegen Nordosten

steht eine größere Linse von glimmerführendem Mürbsandstein an, die im Norden wiederum von bunten Schiefen begleitet wird.

Etwa 20 m weiter befindet sich am rechten Ufer ein Span gefalteter Zementmergelserie. Nun verschlechtern sich die Aufschlußverhältnisse weiterhin. Jenseits der Waldspitze südlich P. 530 m ist nach der Art des Schuttes und der etwas steileren Hangböschung auf Zementmergelserie zu schließen.

Südlich der Straße steht auf eine Strecke mehr minder deutlich Gaultfysch an: im Boden schwarze Schiefer, mächtige Blöcke glasiger, schwarzgrüner Glaukonitquarzite und schwarzer, schichtiger oder kompakter rissiger Quarzite. Erst beim ersten Haus unterhalb der Straßenbrücke steht eine feinkörnige Kalksandsteinbank, offenbar zur Zementmergelserie gehörig, an (O 10° N, 40° S).

Die Straße überschreitet etwa 100 m östlich der Reslmayrgrabenbrücke eine kleine Grabenrinne, in der schwarz und grüngrau gebänderte Gaultschiefer zutage treten und zahlreiche Blöcke dunkler Gaultquarzite im Bachbett herumliegen. Etwa 40 m von der Mündung talaufwärts scheint Mürbsandstein anzustehen.

Im Innalingsbachtal westlich Inzersdorf streicht die Seisenburger Zone ebenfalls durch. Das nördlich begrenzendes Schichtglied ist nicht mit Sicherheit zu erkennen, doch dürfte, wie an der alten Straße, Zementmergelserie anstehen. Die Hänge erheben sich außerordentlich sanft und aufschlußlos aus der Ebene des Kremstales. Wenig mehr als 500 m talaufwärts von Inzersdorf macht der Bach eine auffallendere, gegen Süden ausbiegende Schleife. Östlich dieser Schleife ist die Lesesteinsgesellschaft des rechten Uferhanges die der Zementmergelserie. Im Bogen gewahrt man zuerst graue Mergelschiefer mit dünnen, oft zerrissenen Kalksandsteinbänkchen, die in stark gefaltete, grüngraue Schiefer mit ebensolchen Kalksandsteinbänkchen übergehen. Etwa im Scheitel des Bogens sind manche der Bänkchen ein wenig kieselig und tragen an ihrer Oberfläche kleine Hieroglyphen. Rote Tonschieferlagen sind meist recht selten. Im nächsten Prallhang der selben Bachseite ist noch teigig zerdrückter bunter Schiefer entblößt und aus dem Verwitterungsmaterial ragen noch einige Kniefalten härterer Bänke hervor.

Bei den ersten Häusern von Oberinzersdorf am rechten Ufer, ferner bei dem letzten, etwas erhöhten Haus, schließlich in einer Mulde hinter dem letzten Haus an der Straße am linken Hang stehen Linsen von glimmerigem Mürbsandstein an. In dem Gerinne der zuletzt genannten Mulde verraten sich ungefähr 40 m hinter dem Mürbsandstein hunte Flyschschiefer (rot und grün), die den Mürbsandstein zu umgeben scheinen. Unmittelbar gegen Südwesten anschließend konnten Spuren roter helvetischer Mergel gefunden werden. Die Hauptmasse des Helvetikums scheint in der stark rutschenden Mulde nördlich des Waldrandes durchzustreichen. Am Südrand, links des Baches, nordwestlich der steiler aufragenden, aus Zementmergelschichten bestehenden Kulisse des rechten Hanges traten in Spuren rote Flyschschiefer und nördlich davon rotes Verwitterungsmaterial von Helvetikum zutage. Die genannte Kulisse bezeichnet den Südrand der Seisenburger Zone.

Sehr interessante Beobachtungen erlaubte der von Oberinzersdorf zum Gehöft Ferstlberg hinaufführende Weg, sowie der zu einer Wasserrinne

ausgewaschene alte Hohlweg. Etwas südlich des dort ein wenig abseits stehenden Hauses begannen fortlaufend kleine Aufschlüsse in weißlichen Mergeln des Helvetikums, desgleichen in der Rinne; sie enthalten eine reiche Kreide-Foraminiferenfauna mit zahlreichen *Globotruncanen* (*Gl. contusa* [Cushm.], *Gl. stuarti* [Lapp.]), *Reussella Szajnochae* (Grzyb.), sehr häufig *Globigerina cretacea* d'Orb., ferner *Pseudotextularia elegans* Rzehak, *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg) u. v. a. Den Abschluß gegen Süden bildet eine rote und eine dunkelgraue, geringmächtige Mergelschicht. Darüber liegt nun in der Rinne eine etwa 20 cm mächtige Lage von grauem, dichtem Lithothamnienkalk und darüber eine Schicht von grauem, kalkreichem Quarzsandstein mit Korngrößen bis zu 1 mm, mit Quarzkörnern, Körnern von Kalifeldspat, wenig Plagioklas aus Graniten und Gneisgraniten, selten Gneissplitter, Muscovit, Biotit, Granat u. a., ziemlich häufig Glaukonit, Lithothamnienbruchstücke, wenige Foraminiferen und Schalenreste. Am Weg sind nur viele Stücke von Lithothamnienkalk herumliegend zu sehen, die angewittert besonders deutlich Lithothamnien, Bryozoen, gelegentlich Korallen, Bivalven- und Echinodermenreste, aber so gut wie keine Nummuliten sehen lassen.

In der Rinne aber legt sich über den Quarzsandstein ein zerruschelter grauer Schiefer mit Stückchen harter Bänkchen. Überraschenderweise ist er Flysch, wie die ärmliche Sandschalerfauna mit *Dendrophryen* heweist.

Am Weg aber setzt sich nach kurzer Unterbrechung das Profil weiter fort, indem schlecht erkennbare Bänke (wenige Dezimeter) eines dunkler, braungrau gefärbten festeren Mergels denselben in sehr spitzem Winkel kreuzen. Sie sind meist sehr feinsandig und enthalten Glaukonitpünktchen. Auch gröber sandige Stücke dieses Gesteins kommen vor, deren Bruchflächen von häufigen Echinodermenresten glitzern und die auch glaukonitreicher sind. Die sandarmen Typen wiederum erhalten gerne ein fleckiges Aussehen und gehen schließlich in einen dichten, mergeligen Lithothamnienkalk über, dessen Lithothamnien, Crinoiden usw. sich heller gezeichnet von der dichten, dunkler grauen Einbettungsmasse abheben. Meist hat das Gestein einen bräunlichen Farbton. Dieser Lithothamnienkalk ist petrographisch verschieden von den als „Granitmarmor“ bezeichneten Lithothamnienkalken aus dem Niveau des Stocklettens und läßt sich gesteinsmäßig eher mit den unteren Lithothamnienkalken des Gebietes von Mattsee vergleichen.

Das unmittelbare Hangende dieser Kalke bleibt unsichtbar. Die wenigen Blöcke von Gaultquarziten dürften kaum einem unmittelbar anstehenden Vorkommen entstammen. Jedenfalls aber liegt südlich unserer Eozän-schuppe noch Helvetikum, das im Hohlweg unmittelbar beim Gehöft Ferstlberg prächtig aufgeschlossen war. Zuerst sind es rote Mergel, die unter Vermittlung eines rot und weiß gemischten Streifens in weiße Mergel übergehen, deren reiche Globotruncanenfauna an dem helvetischen Charakter keinen Zweifel läßt. Es fanden sich u. a. *Globotruncana contusa* (Cushm.), *Gl. stuarti* (Lapp.), *Gl. arca* (Cushm.), *Gl. linnaeana* (d'Orb.), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Pseudotextularien*, *Gümbelinen*. Diese helvetischen Schichten sind von kräftiger gefalteten Schichten der Zementmergelschicht des Südrandes der Seisenburger Zone überschoben.

In der Mulde westlich Ferstlberg konnten gelegentlich Spuren roter Mergel entdeckt werden. Außerdem liegt darin eine abgerntschte Scholle des Eozäns.

Von hier an bietet die Verfolgung unserer Seisenburger Zone immer mehr Schwierigkeiten. Der letzte, mir bekannte Aufschluß von roten Kreidemergeln des Helvetikums in schiefrigem Zustand befindet sich in einem kleinen, stark verwachsenen Graben, 250 m nordwestlich vom Hagergut, mit reicher Kreidefauna: *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.), *Gl. arca* (Cushm.), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Schackoia cenomana* Schacko, *Gümbelinen* u. v. a. Scheinbar liegt ein Schichtglied der mittleren Oberkreide vor. In der Nähe lagen auch einige nicht anstehende Stücke eines Eozänsandsteins, ganz wie der von Ferstlberg. Dann wurden weiter gegen Südosten keine Spuren von Helvetikum mehr entdeckt. Wenn nicht — wie etwa beim Gehöft Pumsenhag oder in dem kleinen Gerinne ostnordöstlich Wiesengut — feinere Kalksandsteine, Mürbsandsteinbänke, Mergel und Tonschiefer der mürbsandsteinführenden Oberkreide zutage treten, zeigen Bachhetten und kleine Aufschlüsse nur Flyschschutt und Verwitterungsmaterial, stark gemischt und offenbar vorwiegend aus mürbsandsteinführender Oberkreide stammend. Dazu kommt noch eine lockere Austreuung von glazialem Schutt. Die punktierten Grenzen in diesem Teil der Karte sollen daher nur einen Versuch bekunden, eine halbwegs wahrscheinliche Auflösung darzustellen. Der morphologisch auffallende Gehängeknick zwischen den steileren Hängen des Massivs des Pernecker Kogels und dem schwach geneigten Flyschgehänge des Hangfußes, der genau in der Fortsetzung der Seisenburger Zone liegt und anhält bis Lauterbach, von wo an dann der Talboden des Kremstales und die randlichen Schwemmkegel die Breite bis zur Gehängekerbe einnehmen, läßt mit großer Wahrscheinlichkeit darauf schließen, daß die Seisenburger Zone als tektonische Linie, offenbar aber ohne wesentliche Einschaltungen von Gault, bunten Schiefen oder Helvetikum in dieser Richtung, also gegen Südosten fortstreicht. Als Schwächezone konnte der Gletscher sie dann zu der Gehängekerbe ausgestalten.

3. Die Flyschfalten des Pernecker Kogels

Gegenstand dieses Abschnittes ist das mehrere Kilometer breite Flyschgebiet im Süden der „Seisenburger Zone“ bis zur „Steinbacher Zone“, das hauptsächlich die eigentliche Berggruppe des Pernecker Kogels umfaßt.

Überraschende Ergebnisse brachte vor allem die Kartierung der Nordhänge des Pernecker Kogels, die grundsätzliche Feststellungen über das gegenseitige Verhältnis der Bunten Schiefer zu der Zementmergelserie möglich machten.

Der Graben des Sausbaches, in dem auf einer Bergnase das in Verfall begriffene Schloß Seisenburg liegt, ist der geeignetste für unsere Schilderung.

Den Südrand der Seisenburger Zone am Weg zum Schloß haben wir bereits berührt. Die ersten Bänke von Kalksandsteinen und Mergeln der Zementmergelserie nach Betreten des Waldes fallen zirka 40—50° nach S 25° W. Die ersten Bänke liegen verkehrt, dann scheint isoklinale Faltung zunächst zu herrschen.

Etwa beim Süden der den Bach begleitenden Wiese befindet sich am orographisch rechten Ufer eine feuchte Mulde mit Rutscherscheinungen; im Schutt fanden sich grüne Tonschiefer und kieselige, feinkörnige Sandsteinplatten, die jedenfalls zu den bunten Schiefen gehören. Bei einer zweiten

gleichartigen Nische, etwa 50 m weiter südlich, konnten allerdings die bunten Schiefer nicht nachgewiesen werden. Beide reichen nur wenig den Hang hinauf, ein Zeichen, daß die Schiefer nach oben sehr bald auskeilen. Ihre Umhüllung besteht aus Gesteinen der Zementmergelserie. Diese sind hinter der letzten Nische zunehmend von Störungen betroffen, bis nach etwa 30 m die Kalksandsteinbänke zu Linsen zerrissen, stark kalzitgeadert, dabei dunkler gefärbt und mit einem grauen, heftig gequälten, mergeligen Schiefer verflößt sind. Am Seisenburger Schloßweg sind nur normale Zementmergelschichten aufgeschlossen, die auf einen lokalen Charakter dieser O 30° S streichenden Störungzone schließen lassen.

Hinter der großen Talgabel, bei der sich die beiden Hauptzweige des Grabens vereinigen, wollen wir zuerst den westlichen Talast betrachten. Zuerst herrscht S—SW-Fallen der durch 0.5—1 m mächtige feinkörnige Kalksandsteinbänke gekennzeichneten Zementmergelschichten. Knapp vor dem nächsten Talwiesel erfolgt plötzlich eine Aufbiegung derselben zu nordöstlichem Einfallen bis zu einer Antikline mit stark gestörtem Kern, wie nunmehr der östlichere Graben zu beobachten gestattet. Dann werden die Falten immer enger, ihre Achsen sind ostwärts geneigt. Plötzlich taucht dann dünnbankiges Material auf und hinter einer steil gegen W 40° S einfallenden Bank buntes Schiefermaterial, das in einem von Zementmergelschichten überlagerten Aufbruch höchstens 10 m am Osthang hinaufreicht und gleich südlich wieder unter den niedertauchenden, dünnbankigen Zementmergelbasisschichten verschwindet. Diese sind in spitze Falten gelegt und beherrschen nun auf über 50 m Länge das Profil der Grabensohle. Einmal kommen unter ihnen in einer kleinen Auffaltung wiederum die grauen und grünen Schiefer mit dünnen Kalksandsteinbänken des Übergangsgliedes in die bunten Schiefer zum Vorschein. Auch in die an chondritenführenden Mergeln reichen Basisschichten schalten sich gelegentlich schwach verkieselte Bänken ein. Auf einmal beginnen wieder stark verknetete, graugrüne und violett- oder braunrote Schiefer.

In den vom markierten Weg südwestlich vom Schloß gequerten Rinnen waren zur Zeit der Kartierung die bunten Schiefer oft prachtvoll aufgeschlossen. Man sah eine dünnsochtige Folge von abwechselnd graugrünen Tonmergeln, grünen Tonschiefern, dunkel braun- bis violettroten Tonschiefern, mit ein bis mehrere Zentimeter dicken feinkörnigen Sandsteinbänken, die oft ein rissiges Aussehen haben, in Abständen von 1 bis zirka 7 dm. Das Mengenverhältnis der roten zu den grünen Schieferanteilen wechselt.

In den höchsten Teilen dieses Grabens fehlen wiederum die roten Lagen und überhaupt scheint sich wieder die dünnbankige Zementmergelbasis einzustellen. Das Gipfelgebiet besteht jedenfalls aus Zementmergelserie. Darüber geben östlichere Gräben eindeutig Aufschluß.

Die westlicheren Gräben dieses Systems bieten ungefähr einen ähnlichen Anblick. Unter starken Störungen und keilförmigen Verfaltungen tauchen die bunten Schiefer unter den Zementmergelschichten hervor, selbst auch oft zu einem weichen Teig zerquetscht und nehmen in den höheren Teilen einen großen Raum ein. Ihre Rutschtendenz hat zur Ausbildung einer Rutschzunge geführt, die hauptsächlich den Zwischenraum zwischen den beiden Talästen westlich vom Schloß Seisenburg einnimmt und oft eine noch größere Verbreitung der bunten Schiefer vortäuscht, als sie ohnehin schon haben.

Und nun zu den prinzipielle Feststellungen erlaubenden Aufschlüssen in dem östlichen Hauptast des Sausbaches. Folgen wir seinem Lauf aufwärts, so beobachten wir zuerst die typischen Schichten der Zementmergelserie mit zahlreichen, feinkörnigen Kalksandsteinbänken von einer bisweilen 1 m übersteigenden Mächtigkeit in einer ein wenig zurücktretenden Folge grauer Mergel, in großzügigere Falten mit ostfallenden Achsen gelegt. Die auffällige Talbiegung nordöstlich vom Schloß ist durch eine antiklinale Struktur verursacht. Immerhin sind örtliche Störungen, zerscherter isoklinale Falten u. dgl. keine Seltenheit. Bei etwa 720 m Höhe werden die Sandsteinbänke seltener und weniger mächtig, dagegen die Mergel zum Hauptgestein. Eine Probe dieser Mergel enthielt nur einige *Dendrophryen*, *Reophaciden* und *Fischzähne*. Sichtlich verquert man die steilstehende, meist sehr steil SSW fallende Schichtfolge gegen das Liegende, wie die Beobachtung größerer Basallagen der Sandsteinbänke, von Hieroglyphen u. dgl. ergibt. Schichtparallele Verschleifungszonen schalten sich ein. Etwa 50 m hinter der Mündung einer vom Sattel nördlich des Peruecker Kogels herabkommenden Rinne ist diese Folge bereits in die typische dünnbankige Basisserie übergegangen (O 30° S, 80—85—90° S). Neben rostbraunen Stäbchen kennzeichnen eine Probe aus diesen Schichten *Dendrophryen*, *Reophax lenticularis* Grzyb., *R. placenta* Grzyb., *Haplophragmoiden* und *Rhabdamminen*. In einzelnen Streifen bemerkt man stärkere tektonische Störung. Bei 800 m Höhe nun tauchen darunter im aufgeschlossenen Kern einer Antiklinale grüngraue Schiefer mit dünnen, oft etwas kieseligen Sandsteinbänken in stark verfalltetem Zustand auf. Auch hier herrschen in der spärlichen Fauna *Dendrophryen*, *Reophax lenticularis* Grzyb. und *Haplophragmoides* sp. Wir sind solchen Schichten bereits öfter an der Grenze der dünnbankigen Zementmergelbasisschichten gegen die bunten Schiefer begegnet.

Gleich dahinter jedoch liegen wieder dünnbankige Zementmergelbasisschichten, nun aber zirka 40°, mitunter auch etwas steiler gegen S 25° W einfallend, oder ein wenig gefaltet. Bei 840 m Höhe vollzieht sich nach oben der Übergang in die mergelreiche tiefere Zementmergelserie und schließlich wieder in die sandsteinreicheren normalen Zementmergelschichten. Eine gewisse Störung, aber auch eine Kluftchar, der die Rinne ungefähr folgt und an der der Westflügel etwas geboben erscheint, erhöhen die Komplikation.

Der Bach hat somit nur den obersten Scheitel des aus bunten Schiefem bestehenden Faltenkernes angeschnitten. Zur Bestätigung dieser Auffassung kann man auch im westlicheren Quellast desselben Grabens die bunten Schiefer tatsächlich sehen.

Die steilstehenden, dünnbankigen Zementmergelbasisschichten, begleitet von steilstehenden Störungen, scheinen den Sattel nördlich vom Peruecker Kogel nicht mehr zu erreichen, wohl aber die Störungen, die die Ursache der Einsattelung sind. Die Zementmergelschichten schließen hier über den tieferen Schichten ebenfalls antiklinal zusammen.

Der Faltscheitel senkt sich stark gegen Ost-südosten. Das geht daraus hervor, daß im westlichen Zweig des ziemlich tief eingeschnittenen Innslingbachgrabens im Kern der Antiklinale zwischen 830 und 860 m Höhe lediglich die mergelreichen, tieferen Zementmergelschichten freigelegt sind. Im Süden ist eine kleine Störung mit einigen grünlichen Schieferlagen die

Grenze gegen die normalen Zementmergelschichten. Ja sogar auf recht steiles Ostfallen des Faltenkernes deutet die steilachsige Faltung der südlich folgenden Schichten. In den nächst östlichen Gräben wurden auch diese tieferen Zementmergelschichten nicht mehr angetroffen. Übrigens scheinen — nach Lesesteinen zu schließen — auch am Kamme südlich vom Schloß Seisenburg die dünnbankigen Zementmergelbasisschichten die bunten Schiefer zu überwölben.

Aus dem Gebiet des Sausbaches sind die bunten Schiefer über den Sattel südlich Wirthbrand (P. 804 m) in einer Breite von mehreren hundert Metern in das Gehiet des Grüngrabens hinüberzuverfolgen.

Der etwa 1 km westlich des Sausbaches nach Norden entwässernde Grüngraben wiederholt nun nicht in einförmiger Weise die geologischen Bilder des Sausbachgebietes. Hinterm Waldrand, kurz südlich des helvetischen Streifens, fanden wir jenseits eines Bandes bunter Schiefer die Zementmergelschichten, die die Seisenburger Zone gegen Süden begrenzen. Jedoch geht das nicht ohne Komplikation ab. Von WNW her drängt sich nämlich noch ein schmaler Streifen stark gestörter bunter Schiefer bis zur Grabensohle heran und erreicht sie etwa 70 m südlich der ersten Zementmergelschichten. Die dadurch sich bildende Zementmergelspitze gegen Westen ist in basalen Teilen nun heftig verunstaltet, indem die Gesteine kräftig verschleift und infolge dieser Tektonisierung schwärzlich gefärbt und reich an weißen Kalzitadern sind. Die Kalksandsteinbänke sind zu linsenförmigen Gebilden zerrissen, wittern gerne ein wenig rissig an und werden von dunklen Quetschschiefern umgeben. Die Unterlagerung durch stark zermalmte bunte Schiefer ist sichtbar. Das Aussehen der Gesteine ist derart, daß sie leicht mit Gault verwechselt werden können.

Auch die Südseite dieser Antiklinale bunter Schiefer wird von Quetsch- und Verschleifungszonen beberrscht, die allerdings wenig aufgeschlossen sind.

Bald nach der großen Hauptgabelung des Grüngrabens¹⁾ gesellen sich zu den grauen, bisweilen etwas sandigen Mergeln (auch gelegentlich mit Pflanzenhäcksel) mit den feinkörnigen Kalksandsteinbänken auch mächtigere Bänke braungrauer, etwas gröberer, glimmerführender Sandsteine, die mürb verwittern. Wir befinden uns somit plötzlich in der mürbsandsteinführenden Oberkreide, die am Wirthbrand nicht vorzukommen scheint. Die zuerst geringere Störung nimmt gegen Süden bald wieder zu. Nach insgesamt etwa 500 m verschwinden die gröberen Mürbsandsteine wieder und Zementmergelserie übernimmt die Herrschaft. Die im großen ganzen stärkere Störung steigert sich aber in manchen Streifen zu besonderer Heftigkeit. Hier sind die Kalksandsteinbänke in Linsen und Knollen zerrissen, die Zertrümmerungsfugen durch weißen Kalzit verbeilt und Randteile von Kalzitknauern begleitet. Zerruschelte Mergel und Tonmergelschiefer sind die Einbettungsmasse. Die Farben sind dunkelgrau, durch Nässe und den Kontrast mit dem weißen Kalzit sogar schwärzlich erscheinend. Das meist steile Einfallen wechselt stark zwischen SSW und O!

Die Erklärung dieser starken Störung gibt das plötzliche Erscheinen bunter Schiefer nach rund 100 m Zementmergelserie, die somit gewaltig

¹⁾ In der Karte 1:25,000 ist die ganze Talgabel nicht eingezeichnet! In unserer Kartenbeilage nach Augenmaß ergänzt.

reduziert ist. Auch die vorwiegend mittelsteil SW fallenden Schiefer sind zu Teig zerdrückt. Nach einem Abstand von etwa 100 m stoßen wir unvermittelt wieder auf mindestens drei zerschlitzte Keile dünnbankiger Zementmergelschichten mit grünen Schiefen, die zwar reichlich Sandsteinbänkchen (teilweise kieselig), aber wenig rotes Material enthalten, dazwischen; letztere sind wieder die schon öfter genannten Übergangsschiefer zu den bunten Schiefen und nur teilweise die normalen bunten Schiefer, die am Südrand des zweiten Keiles überhandnehmen. In einigen benachbarten Gräben ist dieses im ganzen im Streichen wohl kaum über 200 m lange Packet ebenfalls zu finden. Es handelt sich jedenfalls um eine Einfaltung von oben. Dabinter breiten sich die bunten Schiefer noch 200—250 m breit aus, dann bezeichnet ein Steilhang zum Hauptkamm das Anstehen von Zementmergelschichten.

Der östliche Hauptast durchschneidet zuerst die Zementmergelschichten und die Mürbsandstein-Oberkreide, die anscheinend miteinander verfault sind. Letztere muß wenig nordöstlich der Grabensohle zu Ende gehen; es wurden keine Mürbsandsteine mehr beobachtet. Dagegen konnten häufiger SO-fallende Störungen am östlichen Talhang festgestellt werden. Wie das Kartenbild zeigt, prellen hier im östlichen Hauptast die bunten Schiefer wesentlich weiter gegen Norden vor, als im westlichen und gleichzeitig sind die Zementmergelschichten weitgehend reduziert. Es ergibt sich das Bild einer heftigen, gegen Nordwesten gerichteten Querfaltung, vielleicht auch einer Zerrung in NO-Richtung. Hier erreichen auch die bunten Schiefer ihre größte Breite von nahezu 800 m. Im weiteren Verlauf des östlichen Talastes sind die bunten Schiefer auf größere Strecke mit den dünnbankigen Zementmergelbasisschichten und diese mit der Zementmergelschicht verfault. Auch hier liegt etwa südwestlich P. 804 m in den bunten Schiefen ein Keil der dünnbankigen Schichten, aber auch um einige 100 m weiter nördlich als die Keile im Westast.

Eine analoge Aufeinanderfolge der Schichten ist auch in dem von WSW aus der Mulde östlich P. 834 m dem Grünbach zufließenden Bach vorhanden, die Zementmergelschichten über der Mürbsandstein-Oberkreide sind ebenfalls schmal und heftig gestört, dann wird die Folge plötzlich dünnbankiger und nach etwa 50 m Breite setzen bunte Schiefer ein. Der Fund eines Kopolithen mit Splitterchen von *Inoceramenschalen* auf einer Sandsteinplatte mag hier Erwähnung finden.

Nun verschmälert sich der Streifen hunder Schiefer rasch bedeutend. Die NW Kaiserkogel gelegene Kuppe 834 m besteht offenbar bereits aus Zementmergelschichten. Die mürbsandsteinführende Oberkreide ist schlecht und recht in der Weise, wie die Karte zeigt, gegen Westen zu verfolgen. Eine genaue Abgrenzung gelingt aber nicht. Die Schiefer sind jetzt auf die zirka 100 m breite Zone des Sattels südöstlich dieser Kuppe beschränkt und streichen von hier durch den von Rutschmassen erfüllten Graben gegen Westen weiter. Während aber nun die Mulde zum Mirergraben hin entwässert, weicht das Schieferband östlich des heute ganz verfallenen Hofes Hohlesberg in WSW-Richtung ab und setzt sich als höchstens 30—50 m breites Band gegen Steinfeld hin fort.

Die Zementmergelschichten von P. 834 m, die an dessen Westseite mit dünnbankigen Basisschichten verfault sind, müssen über den Graben hinweg mit den Zementmergelschichten zwischen Mirergraben und dem

genannten Schieferband verbunden werden, die außerdem eine schmale Mulde von mürbsandsteinführender Oberkreide enthalten.

Die schlecht aufgeschlossenen Nordhänge des Polseleck scheinen überwiegend aus dünnbankigen Zementmergelbasisschichten zu bestehen. An wenigen Stellen sind sie dürftig entblößt. Der wahrscheinlich vorhandene Anteil von eingefalteten Zementmergelschichten läßt sich allerdings leider nicht erfassen. Die Kammregion von Polseleck und Kaiserkogl besteht aber sicher aus Zementmergelserie.

Werfen wir nun einen Blick auf die Nordosthänge des Pernecker Kogels. An den Kämmen östlich des Sausbachgrabens setzen wieder Mulden von mürbsandsteinführender Oberkreide innerhalb der Zementmergelmassen ein. Die genaue Abgrenzung ist teilweise nicht möglich. Sie gelang aber z. B. in dem steilen Graben westlich des Sattels zwischen den Punkten 848 *m* und 990 *m* (N Pernecker Kogel), der ein weitgehend zusammenhängendes Profil darbietet. Hier waren in der Grenzregion der Zementmergelschichten gegen die mürbsandsteinführende Oberkreide spurenweise bunte Schiefer entwickelt. Im Reslmayrgraben sind noch sichtlich zwei Züge von Mürbsandstein-Oberkreide, getrennt durch Zementmergelschichten vorhanden, im Innslingbach ist der südlichere Zug auf rund 1 *km* Breite angeschwollen. An der Südgrenze ziehen in einer Mächtigkeit von einigen Metern bunte Schiefer durch, die hier noch durch einen schmalen Streifen Zementmergelschichten von der Mürbsandstein-Oberkreide getrennt zu sein scheinen. Auch in dem Graben östlich des Buchenberges bezeichnen sie diese Schichtgrenze. Hier aber sind neben grauen und grüngrauen Mergeln und Tonschiefern mit roten Tonschieferlagen und kieseligen, feinkörnigen Kalksandsteinbänken noch spärlich dickbankige, dunkle Quarzite von Gaultcharakter vorhanden. Unklar ist die Bedeutung der Wiederholung des Bandes bunter Schiefer im östlichen Zweig des Innslingbachgrabens. Vielleicht ist die Annahme einer gerade hier den Graben kreuzenden Querstörung die beste Lösung. Übrigens sind im Bereich des Innslingbaches noch andere Störungen anzunehmen, von denen der grünliche Lehm mit den zertrümmerten Stücken feiner Sandsteine im tieferen Teil des Westastes stammen muß.

Schon am Nordkamm des Pernecker Kogels beginnt das Streichen plötzlich gegen OSO bis SO abzubiegen. Etwa nordöstlich vom Kranbauern taucht nun auch der Zementmergelkern der Falte des Pernecker Kogels unter die sich zusammenschließenden Schichten der Mürbsandstein-Oberkreide gegen Osten, unter starker steilachsiger Faltung. Diese starke Faltung ist auch weit verbreitet in den südöstlich anschließenden Gebieten, wo die mürbsandsteinführende Oberkreide bis zum Kamm herrscht — soweit die nicht immer hervorragenden Aufschlüsse beobachten lassen.

Die Südhänge des Pernecker Kogels sind — abgesehen von der im einzelnen oft sehr heftigen Faltung und Störung — relativ einfach gebaut. In überwiegend steiler Schichtstellung ziehen hier zwei Muldenzüge aus mürbsandsteinführender Oberkreide durch, die beiderseits von Zementmergelschichten umsäumt werden. Die Zementmergelschichten bestehen wieder aus den grauen Mergeln mit feinkörnigen Kalksandsteinbänken, die öfter an der Basis eine gröbere Kalksandsteinlage aufweisen, die ebenfalls meist durch eine Tonmergellage von den liegenden Mergeln geschieden wird. Die mürbsandsteinführende Oberkreide hingegen besteht aus ähn-

lichen Mergeln, nur manchmal dunkler gefärbt und mit Tonmergellagen vergesellschaftet, die Sandsteine sind oft ein wenig gröber, oft krummschichtig, mit Glimmer und Pflanzenhäcksel; bezeichnend sind ferner die gröberen, glimmerführenden Mürhsandsteine.

Die nördlichere Mulde ist durch die Hänge südwestlich Steinfelden, dann etwa 1 km südöstlich Steinfelden das Steinbachtal überschreitend, in den höheren Südhängen des Pernecker Kogels bis zu den Sonnenbergen zu verfolgen, wo sie sich mit der südlicheren Mulde, die noch nördlich des Steinhachtales gegen Westen auskeilt, vereinigt. Stärkere Verfaltung scheint im Bereich des Lehnergrabens vorzuliegen.

Nur an einer Stelle wurden bisher am Rand der nördlicheren Mulde „bunte Schiefer“ beobachtet, u. zw. südöstlich vom Gehöft Feldberg (etwa SW Steinfelden). Hier wurde im Quellgebiet des Grabens schwarz und grün geflammter Schiefertieg und Brocken dunkler Quarzite, Glaukonitquarzite u. a. gefunden. Nach Beobachtungen in den weiter südwärts zurückgreifenden östlicheren Gräben hat es sehr stark den Anschein, daß es sich tatsächlich um den Schieferhorizont an der Obergrenze der Zementmergelerde handelt, denn dort deuteten alle Anzeichen auf ein Älterwerden der Zementmergelschichten gegen Süden. Daher ist der Deutung, daß hier Gaultfazies in höherem Niveau wieder auftaucht, gegenüber einer jedenfalls kompliziert ausfallenden tektonischen Deutung als emporgeschupptes Gault, der Vorzug zu geben.

Südwärts dieser Mulden ergeben sich im Bereich des Südrandes der Flyschfalten des Pernecker Kogels, besonders aber in der Umgebung von Ottdorf (SSW Kirchdorf a. d. Krems) bedeutendere Komplikationen. Erstmals fallen sie im unteren Mayrgraben nordwestlich der Krapfenmühle bei Steinbach a. Ziehberg auf. Nach Querung von Zementmergelschichten erreicht man knapp 0.5 km taleinwärts eine Stelle, wo besonders vom östlichen Hang her stärkere Rutschungen herabquellen. Sie bestehen aus dunklen Schiefen und Quarzitblöcken des Gault und aus Material hunder Schiefer, die in der Wasserrinne an der Südseite einmal auch dürrtig aufgeschlossen waren. Am Kamm westlich des Grabens bezeichnet eine flache Stelle mit dürrtigen Aufschlüssen am Weg das Durchstreichen der bunten Schiefer an, allerdings nur als ganz schmales Band, eingezwängt zwischen Zementmergelschichten, die in nördlicher Richtung einfallen. Nachdem sie gegen Osten gegen die südlicheren Zementmergelschichten östlich des Grabens zielen, muß eine Querstörung mit einer Nordverschiebung des Ostflügels um rund 150 m angenommen werden. In der Tat zeigen sich auch deutliche Anzeichen derselben in den Rutschmassen des Westhanges, die zum Unterschied derjenigen vom Osthange, aus Lehm mit stark gequälten und kalzitdurchsetzten Trümmern und Splittern der Zementmergelschichten bestehen. Übrigens sind Anzeichen dieser Störung auch im oberen Teil des Mayrgrabens zu finden, so z. B. die mächtigeren Kalktuffbildungen einer an die Störung gebundenen Quelle bei der Jagdhütte. Eine südliche Fortsetzung erscheint durch die Mulde nordöstlich Steinbach am Ziehberg angedeutet. Weiter gegen Westen wurden keine Schiefer dieses Zuges mehr festgestellt, der gleich westlich des Grabens auskeilen bzw. untertauchen muß.

Nach Osten hingegen setzt sich das Band fort. In dem kleinen Graben südöstlich Ob. Hohlrüdl sind zwischen Zementmergelschichten einige

dunkle Quarzitblöcke und dichte hellgraue, bisweilen auch dunkler graue, chondritenführende Kalkmergel des Gault eingeklemmt. Dieselbe Gesteinsgesellschaft zieht durch die steile Rinne, die von Osten den Lehnergraben am Nordende seiner großen scharfen Biegung erreicht. Den größten Anteil haben hier die blaß oder dunkler grauen, chondritenführenden harten Mergel, dazu kommen dunkle Quarzite und gröbere, glimmerführende Mürbsandsteine.

Einer dieser Mürbsandsteine zeigte im Dümschliff in sandig-kalkiger Masse Körner von Quarz (meist undulös und verzahnt), selten Plagioklas, häufige Fragmente von Gneis (vielfach Albitporphyroblasten mit *st*, begleitet von Quarz, Muskowit, Biotit bzw. Chlorit, Granat), Glimmerschiefer (mit Quarz, Muskowit, Chlorit), Chloritphyllit, Serizitphyllit (manchmal mit kleinen Granatkörnchen), etwas Kalk und Dolomit, Granat, Turmalin, Pyrit.

Das Ganze scheint mit Zementmergelschichten heftigst verschuppt zu sein. Eine dieser Störungen war im Prallhang des Lehnergrabens sichtbar; sie ist einige Meter breit und mit einem lebhaft grünlichen Letten mit Brocken dunkler Gault-Quarzite und heller Kalksandsteine gefüllt und liegt zwischen Zementmergelschichten, die stark gestört sind.

Besseren Einblick in den Schichtbestand dieses Bandes erhalten wir in dem Graben nördlich der Siebenbrunner Mühle. Begehen wir ihn von unten aufwärts, so geben die Zementmergelschichten eindrucksvolle Bilder enggepreßter Spitzfalten in steiler Stellung, mit einem von O—W bis O 30° S wechselnden Streichen. Etwa OSO vom Ob. Bichlbauern grenzt daran nach einer Zone besonders heftiger Störungen ein steil gefaltetes und verschleiftes Packet dünnbankiger Zementmergelbasisschichten (einige Meter) und dann, allerdings schlecht aufgeschlossenes Gault: etwas kieselige graue Sandkalke und Sandsteine, schwarze Schiefer, hellgraue splittrige Kalkmergel. Nach etwa 30 m dominieren die durchschnittlich etwa 2 dm mächtigen Bänke der splittrigen Kalkmergel von blaßgrauer, aber auch bisweilen dunkelgrauer Färbung, mit feinen, aber auch dickeren Chondritenbesen und breitästigen Chondriten, mit Zwischenlagen grauer Schiefer und grauen gehänderten feinkörnigen Sandsteinbänken, die mitunter in der größeren Basallage Glaukonit führten. Das Ganze ist stark gestört. Weiter nördlich stellen sich auch die schwarzen und grünen Schiefer mit den schwarzgrünen glasigen Glaukonitquarziten und rissige, dunkle, feinkörnige Sandsteine ein. Einer der schwarzen Quarzite enthielt in der Nähe der einen Plattenseite kleine Schmitzen von Pyrit. Was allerdings nördlich vom Ende des Einrisses ansteht, bleibt unsicher. Vielleicht sind es bunte Schiefer?

Ähnlicher Ausbildung des Gaults hegegen wir in dem Graben 500 m östlich Siebenbrunner Mühle. Wieder liegt im Süden in steile Spitzfalten gepreßt, Zementmergelserie. Ausnahmsweise war eine Bank von größerem, glimmerführendem Sandstein, ganz ähnlich denen der mürbsandsteinführenden Oberkreide, mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern eingeschaltet. Etwa W P. 690 m stoßen die Zementmergelschichten mit einer Zertrümmerungszone und einer 55° S fallenden Störung an heftig gestörte dünnschichtig wechsellagernde grüngraue, dunkelrote, bisweilen auch dunklergraue Tonschiefer mit Stücken der ehemals zusammenhängenden grünlichen, feinkörnigen Kalksandsteinbänken, also hunte Schiefer. Breite zirka 5 m.

Nach einer neuerlichen Ruschelzone folgt der Komplex der in 1—3 dm Bänke mit Zwischenlagen grauer, mergeliger Schiefer gegliederten weißgrauen bis dunkelgrauen splittrigen Kalkmergel mit Chondriten, darunter solche mit bis 1.5 cm breiten, gelegentlich sich gabelnden Ästen, die alle die eine Bankseite bevorzugen. Dazwischen liegen auch feinkörnige, dunkler grau gefärbte Kalksandsteine und Sandkalke. Proben dieser Schiefer brachten nur außerordentlich dürftige Faunen. Am häufigsten sind *Radio-larien* und pyritisierte Steinkerne davon, in ihrer Art aber recht häufig in Gaultschiefern, anzutreffen. An einer Stelle war eine Bank von größerem, glimmerigem Mürbsandstein zu sehen, an sie angeschmiegt ein dunkler Quetschschiefer, Blöcke grauer quarzitischer Sandsteine und Spuren bunter Schiefer, dann setzt wieder das Gault in der mergelreichen Ausbildung ein. Dann vollzieht sich — leider ohne aufgeschlossen zu sein — anscheinend ein Übergang zu der zweiten Ausbildung des Gaults mit schwarzen und grünen, selten roten Schiefen mit grünschwarzen, glasigen Glaukonitquarziten, deren Blöcke mit glänzenden schwarzen Harnischen überzogen sind, ferner dunklen, stark zerrissenen und kalzitgeaderten, feinkörnigen Sandsteinen, wogegen die harten Mergel zurücktreten. Bei einer Biegung des Baches sind überdies noch Mürbsandsteine eingeschuppt. Wo der Bachlauf aus der NO-Richtung in die N—S-Richtung umbiegt, bezeichnen stark verschleiße dunkelgraue Mergelschiefer mit zerrissenen Resten der ehemaligen Kalksandsteinbänke, die dunkler und durch Kalzit weiß gesprenkelt aussehen und über Gaultschieferteig liegen, den Nordrand des Gaultaufbruches. Das nun folgende Packet von Zementmergelschichten ist in sich stark gestört und in steile Falten gepreßt. Einige abklingende Verschieferungsstreifen geben der Hauptüberschiebung parallel.

Das rund 100 m breite Gaultvorkommen verschwindet gegen Ost-süd-osten unter Moräne.

Im Quellgebiet dieses Grabens jedoch taucht ein zweiter Aufbruch tieferer Kreideschichten auf. Eine flachere Gehängeleiste ist dadurch verursacht. In dem östlichen Quellast des von Norden kommenden Seitengrabens erscheint wiederum die gleiche Mischung von harten Kalkmergeln mit hellen, feinkörnigen Kalksandsteinen, wie wir sie im Lehnergraben kennengelernt haben. In Spuren kommt auch der Glaukonitquarzit vor, ebenso sind Anzeichen bunter Schiefer vorhanden.

Auf dem Fahrweg, zirka 150 m östlich des mit Kote 798 m bezeichneten Hofes, ist an spärlichen Anhaltspunkten ein kleines Profil zu gewinnen. Hier scheint eine Rotfärbung des Bodens bunte Schiefer anzudeuten. Nach etwa 60 m gegen Osten konnten dürftigste Spuren schwarzer und grüner Gault-Schiefer festgestellt werden, 25 m weiter ist eine feinkörnige Kalksandsteinbank zu erkennen. Daraufhin folgt stark zerrüttetes Material von Oberkreidecharakter, dahinter Spuren roter Schiefer, einige Stücke von glasigem Glaukonitquarzit. Dann wieder feine Kalksandsteine, vermutlich Oberkreide, bald aber graue, zirka O 5° S streichende, 45° N fallende, bellgraue Kalkmergelbänke, die bis zum Bach, den der Weg überschreitet, erkennbar bleiben. Unterhalb des Weges im Graben aber steht tiefere, mergelreichere Zementmergelschichten an (O 30° S, 65° NO).

Dieser Gesteinszug streicht geradewegs gegen Osten in einen Graben hinein, der sich sehr bald mit Rutschmaterial füllt und einen beachtlichen Murkegel zum Gehöft Rotenmoser entsendet. In den Gräben beiderseits

desselben gelingt öfter die Feststellung, daß die Rutschmasse zum Teil wenigstens aus bunten Schiefen besteht, teilweise auch aus Gault, wie die Blöcke dunkler, aber gelegentlich auch blaßgrüngrauer, glasiger Glaukonitquarzite und von splittrigen Kalkmergeln beweisen. Die roten und grünen Schiefer enthalten *Dendrophryen* (häufig), *Trochamminoiden*, *Haplophragmoiden*, *Ammodiscus* sp. u. dgl., aber auch bemerkenswerterweise einige Exemplare von *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.). Leider sind diese Gesteine hier nirgends im Graben wirklich anstehend zu sehen.

Die gleiche Gesteinsgesellschaft kennzeichnet neben Oberkreidestesteinen auch das Schuttmaterial der aufschlußlosen Grähen NW und WNW Ottdorf. Die Kartierung wurde auf Grund morphologischer Erscheinungen versucht. So scheint der Zug vom oberen Graben beim Rotenmoser gegen Südosten abzuweichen und gegen Ottdorf zu ziehen. In einem kleinen Graben westlich des Gehöftes Richtsberg tritt bei zirka 600 m Höhe eine starke Quelle aus. Etwas oberhalb befindet sich eine auffallende Anhäufung von Blöcken von Glaukonitquarziten, dunklen Quarziten und splittrigen Kalkmergeln. Weiter oben bestand ein Haufen neben einem schwarzen, kieseligen, feinen Sandsteinhlock aus graugrünen, grauen und schwarzen Schiefen. Von hier leitet eine schmale Muldenzone zum Kamm NNO Unter Brand, wo ein leichter Gehängeknick (hier einige Weiden, Feuchtigkeit) eine Westfortsetzung anzudeuten scheint. Ansonsten scheinen hier die Gaultzüge sich stärker zu zersplittern.

Der südlichste Aufbruch von tieferen Kreideschichten befindet sich im Edlgraben bei Ottdorf unmittelbar am Südrand der Flyschzone und hat damit eine der „Steinbacher Zone“ entsprechende Position. Weil dieser Zug aber seiner Richtung nach, wenn auch mit einer Unterbrechung, dem vom Siebenbrunner Graben gleichzustellen ist, soll er hier geschildert werden, um den Zusammenhang nicht zu zerreißen.

Im untersten Tal des Edlgrabens stehen Schichten der Zementmergelserie an. In dem kleinen, etwa bei der Schmiede von Südwesten her herabfließenden Bach ist die Zementmergelserie mergelreich und arm an Kalksandsteinhänken (O 20° S, 60° S). Nach etwa 50 m schließen nach stärkerer Störung grünliche Mergelschiefer mit rissigen, oft gebänderten Kalksandsteinen, also die Schiefer, die zwischen Zementmergelhesis und Bunten Schiefen vermitteln, in 10 m Breite angedeutet, an. Weiterhin vertreten teigig verwalzte schwarze und grüne Schiefer mit dunklen Kalksandsteinen und chondritenführenden Kalkmergeln, oft zerrissen und zertrümmert, (O 30° S, 65° SW) das Gault. Weiterhin ist man nur auf Lesesteine von Gault- und buntem Schiefermaterial angewiesen, glaziales Material ist verbreitet. Nach etwa 50 m erscheint bei zirka 490 m Höhe eine mächtigere Bank gröberer, glimmerführenden Sandsteins, in dessen Hangendem grüne und rote Tonschiefer mit dünnen grünlichen Sandsteinbänkchen ein wenig zutage treten. Ihre Mikrofauna ist nur durch spärliche, kleine *Haplophragmoiden* und *Rhabdamminen* gekennzeichnet. Aber südlich davon kommt wiederum Gault vor, das hier durch mächtige Blöcke von glasigem Glaukonitquarzit ausgezeichnet ist. Knapp vor der Straße setzen die Aufschlüsse wieder aus und nach 40 m fallen geschichtete Sandsteine mit Glimmerbelägen und Kohlenhäcksel, kurz vor der zweiten Straßenbrücke dünn-schichtige, mergelige Feinsandsteine mit dünnen, schichtigen Sandsteinbänkchen, die gelegentlich kleine Hieroglyphen tragen, auf. Sie gehören bereits zu der Serie mit exotischen Geröllen vom Kalkalpenrand (siehe später).

Auch im Edlgraben selbst betritt man etwa 50 m hinter der Straßenbrücke den Bereich der tieferen, mergelreichen Zementmergelschicht nördlich unserer Schieferzone mit häufig stärker verschieferten und zertrümmerten Streifen. Bei 487 m Höhe wird diese Schicht dünnbankig (eine Messung $O 40^{\circ} S, 45^{\circ} NO$), und bei zirka 500 m tauchen unter ihr bunte Schiefer hervor. Am Südufer liegt Moräne. Bei einer auffallenderen Nordbiegung des Tales zeigen große, harnischbedeckte Blöcke von quarzitischem, feinem Sandstein und dunklem Glaukonitquarzit Gault an. Nun weicht der Zementmergesteilhang gegen WNW ab und eine Mulde, in der Gaultblöcke häufiger sind, weist die Richtung des Weiterstreichens. Von WNW zieht sich südlich dieser Mulde ein kleiner Rücken ein Stück weit talauswärts, der aus glimmerigen, mäßig groben Sandsteinen besteht, begleitet von glaukonitführenden feineren Sandsteinen, die mitunter etwas verkieselt sind. Im Süden liegt nochmals Gault; ob aber auch bunte Schiefer das Gault begleiten, ist nicht sicher zu entscheiden. Diese südlichere Mulde wieder endet in einer Nische mit Anzeichen von Rutschungen und Quellen, die für die Ottdorfer Wasserleitung gefaßt sind. Morphologische Anzeichen für ein Weiterstreichen sind nicht vorhanden und Aufschlüsse dort zeigen nur Zementmergeschichten. Vermutlich taucht das Gault hier tunnelartig unter die Zementmergeschichten unter.

Der Hauptgraben ist in der Gegend südlich der beschriebenen Mulden meist in Gesteine der exotikaführenden Schicht eingeschnitten, deren Schilderung später erfolgen soll. Ab und zu steckt darin etwas Gault. In der Nähe dieser gefaßten Quellen steht südlich des Baches ein Haus, um das der Bach eine Schleife zieht. Die Uferhänge enthüllen unzweifelhafte Zementmergeschichten.

Hinter dieser Schleife fließt ein südlicherer Quellast mehr aus südlicher Richtung zu. Auffallend ist das neuerliche Auftreten von Gault mit großen Glaukonitquarzitblöcken. Bei der nächsten Biegung dagegen steht ein fletschartiger, grauer Mergel an (keine Mikrofauna, nur pyritisierte Stengel und Röhren); vielleicht ist er Fletsch, am ehesten tiefe Zementmergerschicht. Des weiteren ist dann der Untergrund von Moräne verdeckt. Aber diese nach Süden vorgeschobene Lage der Zementmergeschichten weist darauf hin, daß in den Quellmulden der Ottdorfer Wasserleitung auch Querstörungen eine Rolle spielen.

Werfen wir noch kurz einen Blick auf das Südostende der Masse des Pernecker Kogels, so ist die Aufpressung der Gaultzüge eines der auffallendsten Merkmale. Hinzu kommt, daß das Streichen der Schichten von Inzersdorf an gegen Südosten gerichtet ist. Besonders westlich Lauterbach herrscht heftige Faltung der mürbsandsteinführenden Oberkreideschichten, wahrscheinlich auch eine Verfaltung mit liegenden Zementmergeschichten. Letztere umhüllen die Gaultaufbrüche, während auch die mürbsandsteinführende Oberkreide am Hangfuß noch einen Streifen bis Ottdorf aufbaut. Soweit man sieht, fallen diese Schichten in der Umgebung vom Rotenmoser nach ONO; im Zementmergestgebiet ist der Bau offenbar sehr kompliziert.

4. Die Zone von Steinbach am Zieberg

Die Zone von Steinbach am Zieberg ist — zum Unterschied von den vorhin behandelten Zügen von Gault — wieder durch das Vorkommen von Helvetikum gekennzeichnet. Allerdings soll durch diese Abtrennung von den helvetikumfreien Aufbrüchen kein wesentlicher genetischer Unter-

schied konstruiert werden, was auch die folgenden Ausführungen deutlich machen werden. Sie erstreckt sich von Steinbach am Ziehberg gegen Westen bis Scharnstein und begleitet den Südrand der Flyschzone.

Der östlichste Aufschluß befindet sich in einem kleinen Graben südöstlich der Rumpfmayr-Säge westlich Steinbach. Südlich eines stark gestörten Streifens von Zementmergelschichten besteht unsere Zone aus einigen Metern grüner und roter Flyschschiefer, stark ausgewalzt, einigen Metern schwarz-grünen Gaultschiefersteig und wenigen Metern roter helvetischer Kreidemergel. Darüber schiebt sich, stark gefaltet, die exotikaführende Serie, der später noch einige Worte gewidmet werden sollen. In den westlich gleich benachbarten Gräben liegen die Verhältnisse ähnlich. Hier sind die bunten Flyschschiefer zu einem grüngrau, rot und dunkelgrau geflammten Schiefersteig zerdrückt, die südlich angepreßten roten helvetischen Mergel stark verschiefert und von Schmitzen weißer Mergel und schließlich im Hangenden von einem dunkelgrauen, sandig aussehenden, stark zerquetschten Mergelschiefer begleitet. Seine Mikro-Fauna ist interessant: einige *Globotruncanen*, *Globigerina cretacea* d'Orb., *Bolivinoidea draco* (Marsson) als Kreideelemente, ferner *Vulvulinen*, *Robulus*, *Textularien* u. m. a. Es ist also gerade noch Oberkreide. Zahlreiche zahnartige Kalzitausscheidungen unterstreichen den Eindruck heftigster Durchbewegung.

Der Hügel P. 609 m besteht aus Zementmergelserie; die Steinbacher Zone verursacht die Depression südlich desselben.

Im Brücklgraben, östlich des in der Talgabel stehenden Hauses, hat der Bach am rechten Ufer stark geschieferte rote helvetische Oberkreidemergel mit einigen kompakteren blaßrosa bis weißen Bänken freigewaschen, in deren Hangenden wieder steilstehende, dunkelgraue, an Kalzitausscheidungen reiche Mergel mit linsenförmigen Stücken ehemaliger weißer Kalkmergelbänke (Cenoman und Unterkreide) und schließlich wieder eng verfaltete rote und grünlichweiße Mergel vorhanden sind. Nördlich vom Helvetikum scheint wieder Gault anzustehen (Blöcke von Glaukonitquarzit), im Süden wurden ein klein wenig talaufwärts dürrtigiteste Spuren roter und grüner Schiefer des Flysches gefunden. Im östlichen Talast, der in spitzem Winkel zum Streichen der Gesteine verläuft, gibt es weiter südlich nochmals Gault, das noch in einigen Anschläßen bis etwa 40 m hinter der im Talgrund einsam stehenden Heuhütte sichtbar war. Es reicht bis zu dem stark gestörten Ostende des südlich des Talziewesels steiler aufragenden Hügels, dessen Zementmergelschichten hier im Bach auf 30 m Länge in stark zerruschem und zertrümmertem Zustand aufgeschlossen sind. Jenseits jedoch gelangen wir wieder in Gaultschichten (nachdem eine offenbar abgerutschte Masse von Verwitterungsmaterial der exotikaführenden Serie überschritten ist), die gelegentlich auch als typischer schwarz-grüner Schiefersteig mit Trümmern von Glaukonitquarziten und roten Schiefer-schmitzen anstehend beobachtet werden können (etwa bei der Waldecke). Hinzu kommen noch in kurzen Abständen nacheinander folgend drei Bänke von massigem, mittelgrobem, glimmerigem Sandstein von bräunlicher Farbe, der ebenfalls noch zur Flyschserie gehört, dann betreten wir den Bereich der exotikaführenden Serie. Diese reicht auch bis zur Einsattelung südlich des genannten Hügels aus Zementmergelschichten hinauf.

Auch der Westteil der Zementmergelschichten im westlichen Talast ist interessant, insofern, als die Zementmergelschichten heftig und zum Teil

steilachsigt gefaltet sind. Hier haben sie noch eine Breite von rund 50 m, gegen Westen scheinen sie rasch auszuweichen. Beim Ende der Wiese sind dünnbankige Zementmergelbasisschichten eingefaltet, ja neben den grauen Mergeln erscheinen auch grüne Tonschieferlagen und die feinkörnigen Sandsteinhänkchen sind schwach kieselig, eine Gesteinsgesellschaft, welche bereits den Übergang zu den bunten Schiefern vermittelt. An die Südseite der Zunge legen sich etwa 15 m steilstehende bunte Schiefer an und häufige Glaukonitquarzitblöcke zeigen das Vorhandensein von Gault in schmalem Band an, ehe wieder die exotikaführende Serie die Herrschaft übernimmt.

Auch nördlich der Zementmergelzunge liegen ältere Schichten, so etwa 4 m sichtbare schwarze und grüngraue Gaultschiefer. Übergangslos stoßen im Norden daran hellgraue, dann dunkelgraue und schließlich rote Mergelschiefer des Helvetikums, insgesamt nur einige Meter mächtig und stark ausgewalzt. Es folgt eine aufschlußlose Strecke, in der hunte Schiefer zu vermuten sind, bis auf der Höhe des Hauses zwei kleine Aufschlüsse, die zirka 15 m auseinanderliegen, rote Mergel des Helvetikums erkennen lassen. Nordwestlich des Hauses befindet sich noch ein kleiner Aufschluß von Gaultschieferartig am Bachufer, somit noch nördlich des zweiten Zuges von Helvetikum. Endlich bezeichnet eine von Westen herabziehende Furche die Nordgrenze unserer Zone gegen die Zementmergelschichten.

Während westlich unseres Zementmergelklotzes in dem nicht aufgeschlossenen Gelände nur bunte Schiefer und Gault an Lesesteinen einigermaßen erkannt werden können, war auf dem Weg am Kamm zufällig ein wenige Meter mächtiger, heftig zertrümmerter Span von Zementmergelschichten schlecht und recht festzustellen.

Schöne und bemerkenswerte Aufschlüsse im nächst westlichen Scheiblgaben veranlassen zu näherem Eingehen. Wiederum ist der untere, fast 100 m breite Teil des Tales in Zementmergelschichten eingeschnitten, die vorwiegend steil gegen Süden einfallen, oft stärker gestört sind und stellenweise bedeutendere Zertrümmerungserscheinungen aufweisen. Hinter dem letzten kleinen Haus beginnt am rechten Ufer der Wald, der sonach die Stelle bezeichnet, wo stärkere Rutschtendenzen einen Gesteinswechsel anzeigt. Teigig zerquetschte schwarze Schiefer mit Brocken schwarzgrüner glasiger Glaukonitquarzite kennen wir bereits als typischen Gaultfisch.

Etwa 30 m hinter der Waldecke beginnen grünlich grauweiße, fleckig in weinrote übergehende schiefrige Mergel der helvetischen Oberkreide mit einigen grünlichweißen, kompakteren Bänken (O—W, 60° S). Nach einigen Metern herrschen fast nur lebhaft rote, zum Teil stark geschieferte Kreidemergel mit Kalzitausscheidungen an den heftigst verschieferten Streifen. Im Südteil macht sich durch Einschaltung kompakterer Bänke, die rot, oft blaßrot, aber auch weiß gefärbt sind, eine Bankung bemerkbar. In den roten Mergeln wurden nicht selten Bruchstücke ehemals zum Teil recht großer *Inoceramen* (*Inoceramus salisburgensis* Fugger und Kastner?) gefunden. Gegen Süden schließt mit scharfer Grenze ein Paket dunkelgrauer Mergelschiefer mit Bänken grauweißer, meist dunkel gefleckter Mergelkalle an. Zunehmende Störung und schließlich eine 40 cm mächtige Lage glänzend schwarzer Mergelschiefer als liegendstes Glied des ganzen (inversen) Schichtpaketes (Unterkreide), kennzeichnen die Grenze gegen

stark verschieferte und stark kalzitdurchwirkte rote und grünliche Mergel, die aber nur schlecht aufgeschlossen sind und wieder der höheren Oberkreide angehören.

Diese helvetische Schichtfolge, deren Mächtigkeit etwa 60—70 m beträgt, wird im Süden flankiert von einer Rutschmasse aus dunklen Gaultschiefern. Aber ungefähr 20 m hinter der beim Südrand des Helvetikums gelegenen S-Kurve des Baches befand sich ein bemerkenswerter Aufschluß. Auffällig ein großer, flach gegen Süden geneigter Block, der im unteren Teil aus einem hellgrauen, feinkörnigen und feinspätig glitzernden Sandstein besteht, der nach oben in eine hellgefärbte, kalkige Brekzie mit Mergelbrocken, Stücken dunkler Tonschiefer, Quarzkörnern, Kalkstücken, ferner spätigen Echinodermen- und kleinen Fossilresten besteht. In manchen Stücken sind Mergelbrocken von grünlicher oder bläulichgrüner Farbe häufiger vertreten.

Ein Schliff des spätigen Sandsteins zeigt in feiner kalzitischer Bindemasse kleine, mehr minder undulöse Quarzkörner, nicht selten lamellierte Plagioklase, oft mit lockerer Muskowitfäls, sehr selten Kalifeldspat, Stücke eines Albitgneises, Chloritschiefer, Biotitgneis mit Albit, Muskowitblättchen spärlich, verschiedene Phyllite, Tonschiefer, ein Stückchen Diabas, einige Glaukonitkörner, selten Pyrit, Brocken von Mergel mit den hellen Schälchen der *Calpionella alpina* Lorenz, seltener Kalkstückchen, ferner Echinodermenreste, Bryozoen, Molluskenschalen, Foraminiferen, darunter *Cibicides*, *Robulus*, *Milioliden*, ein *Inoceramenbruchstück*.

Ein Schliff der Brekzie selbst zeigt ebenfalls Quarzkörner, von denen einige durch anhaftende Reste von Muskowit und Chlorit die Herkunft aus Phylliten beweisen, Feldspat, ferner Granitgneise mit Spuren stärkerer Durchbewegung, Splitterchen von Biotitgneis, phyllitartige Gesteine (vielleicht Diaphthorite oder Porphyroid?), Serizit- und Chloritphyllite, Diabase und ähnliche Eruptivgesteine, häufiger aber auch Quarzporphyr und Porphyroide; schließlich Mergelkalke mit *Calpionella alpina* Lorenz, Kalke, auch mit anderen organischen Resten, etwas Dolomit, selten Sandkalk. Endlich wieder Crinoiden und andere Echinodermenreste, Bryozoen, Bruchstücke lamellöser Aptychen, ein querschaliges Schalenbruchstück (vermutlich *Inoceramus*), Austernreste (?), dickschalige Foraminiferen und einige unbestimmbare organische Reste.

Leider wurden in diesen Brekzien bisher noch keine einwandfrei bestimmten Aptychen gefunden, doch wurde an anderer Stelle in lithologisch ganz entsprechenden Gesteinen *Lamellaptychus seranonis* Coqu. gefunden. Wir haben also sicher Neocom vor uns. Auch die Begleitgesteine weisen darauf hin, denn der Block wird unterlagert von einem dunkler grau gefärbten, verschmierten Mergelschiefer mit Linsen eines grauen Mergels, der nach unten in eine kompaktere Bank grauen Mergels mit dunkleren Flecken übergeht.

Ein Dünnschliff zeigte die recht feinkörnige Mergelmasse, in der die dunkleren Flecken durch Anreicherung kleiner Pyritkörnerchen verursacht werden, mit sehr seltenen winzigen Quarzkörnerchen und Muskowitblättchen, sowie Glaukonitkörnerchen. Manchmal ist die Masse ein wenig vergrößert. Vielfach erkennt man organische Reste: selten sind *Stomiosphaera* (*moluccana*?) Wann., noch seltener *Cadosein* (darunter wohl *C. fusca* Wann., aber ohne braune Substanz, ferner *C. heliosphaera* Vogler), vereinzelt auch *Radiolarien*, *Spongiennadeln*. Häufiger sind undefinierbare Schälchenreste.

Nachdem in den Schliffen der Neocombrekzien oft die Wahrnehmung gemacht wurde, daß die Brocken mit *Calpionella alpina* Lorenz lappig begrenzt sind, ja sogar bisweilen mit dem Bindemittel der Brekzien schwimmen, hat es den Anschein, als wären diese Brocken in der Brekzie aufgearbeitete Mergel aus dem Liegenden.

Unter der Fleckenmergelbank liegt wieder ein dunkelgrauer, tektonisch verruschelter Schiefer, aber hier mit Linsen fischartiger feiner Sandsteine, die stark verschmiert und kalzitdurchsetzt sind. Diese Schiefer, die das

zum Schlämmen am ehesten geeignete Material sind, ergaben zwar keine Foraminiferen, wohl aber Bruchstücke von lamellosen *Aptychen*.

In der Nähe liegen im Bachbett viele Blöcke dieser Gesteine, auch hellgraue, harte Mergel waren darunter. Damit haben wir die hier vorkommende Gesteinsgesellschaft des Flysch-Neocom beisammen.

Das gegen Süden anschließende Flysch-Gault ist leider nur in verrutschtem Zustand an den Bachufern zu sehen, u. zw. der bekannte schwarze und grüne Schieferteig mit häufigen Blöcken grauschwarzer Quarzite und schwarzgrüner Glaukonitquarzite, verschiedenen dunklen feinkörnigen Sandsteinen u. a. Jedenfalls zum Gault gehört auch eine eigenartige grobe Brekzie von graugrüner Farbe mit Stücken und Geröllen von farblosem Quarz, Stücken von hellgrauem Mergelkalk (wie Neocom), grünen Mergelbrocken und dunkler grünen Tonschmitzen (die letzten drei recht häufig), dann etwas grauem Glimmerschiefer, Phyllit u. a. in einem festen, etwas kieselligen Bindemittel. Die Komponenten sind vielfach eckig, teils wieder gerundet und erreichen Größen bis etwa 2 cm. Bemerkenswert ist der Fund eines *Belemniten*.

Ein Dünnschliff eines groben, quarzitären Sandsteins dieser Art von grüngrauer Farbe zeigte eine reiche Geröllgesellschaft, darunter mehr minder stark verzahnte und undulöse Quarzkörner (auch feinkörniges rekristallisiertes Zerreibsel), meist kalzitisierte Kalifeldspate und Schachbrettalbite, Albitkörner mit Zwillingslamellen (gelegentlich mit einigen eingeschlossenen Muskowitschüppchen). Ferner Gneise (mit Quarz, Albit, Biotit, etwas Muskowit bzw. Serizit, deutlich postkristallin durchbewegt, Skelettgranat), Glimmerschiefer (mit Muskowit, auch Chlorit, Quarz, auch Biotit), Granitgneis, Porphyroid, spärlich Kalk und Dolomit. Schüppchen von Biotit und Chlorit, Muskowit, ferner Zirkon, Apatit, Pyrit, Glaukonit. Bindemittel: Chalcedon, etwas Ton, selten Kalkspat. Um Sandkörner öfter Chalcedonrinden.

Die auch im Gaultbereich vorkommenden glitzernden feinen Kalksandsteine dürften den Übergang von Neocom ins Gault mit vermitteln. Die selten wahrnehmbaren roten Schiefer gehören wahrscheinlich auch zum Gault.

Leider ist weiter taleinwärts die Aufschlußlosigkeit ein großes Hindernis für die Kartierung. Nur die Glaukonitquarzite sind als lose Blöcke bis weit ins Tal hinein verbreitet, so daß mit einer Breite von mindestens 150 m für das Gault und die es wahrscheinlich begleitenden, aber nicht erkennbaren bunten Schiefer zu rechnen ist. Nachdem diese Gaultblöcke auch mit Verwitterungsmaterial der Exotika führenden Serie interferieren, ist auch eine Verschuppung mit dieser Schichtfolge möglich.

Dort, wo die Wiesen am orographisch linken Ufer des Baches ihr Ende finden, mündet aus ungefähr westlicher Richtung ein kleines Gerinne, das aus einer mit rutschenden Massen erfüllten Mulde kommt. Der aufgeschlossene Rutschteig hat die Farbe des Verwitterungsmaterials der Exotika führenden Serie, aber auch Gaultblöcke (Glaukonitquarzit) und möglicherweise zu bunten Schiefen gehörige Kalksandsteine kommen neben solchen der Oberkreide-Zementmergelschichten vor.

Die Mulde wird im Süden durch einen sogar stellenweise ein wenig felsigen Steilabfall eines ungefähr O—W verlaufenden Rückens begrenzt, der aus feinkörnigen, blaugrauen, braun verwitternden, bisweilen auch stellenweise schwach verkieselten Kalksandsteinbänken in Mergeln mit Tonschieferlagen, also Zementmergelschichten, besteht. Die quarzitären feinkörnigen Sandsteine und die spurenweise zutage kommenden roten Tonschiefer in der südwärts anschließenden Mulde haben bereits den Charakter der Exotika führenden Serie.

Das Helvetikum streicht etwa in westlicher Richtung weiter und ist in den Wasserrinnen der zum Sattel P. 651 *m* hinaufleitenden Mulde öfter zu sehen. Mit steilerer Flanke hebt sich gegen Norden der aus Zementmergelschichten bestehende Hügel P. 698 *m* heraus. Eine kleine Querstörung, die sich besonders aus der Oberflächenform des genannten Hügels ableiten läßt, äußert sich auch in einer Querverstellung des Helvetikums im Graben.

In den vom Sattel P. 651 *m* gegen Westen in den östlichen Thiergraben hinabziehenden Rinnen sind in kleinen Aufschlüssen Gesteine des Helvetikums insgesamt etwa 40 *m* breit wahrzunehmen. Bei der Ecke des die Rinne begleitenden Zaunes steht nördlich vom Helvetikum Gaultflysch beinahe an und schließlich gehen bunte Schiefer — allerdings kaum aufgeschlossen — in die dünnbauartigen Zementmergelbasisschichten über, die im obersten Teil des tiefer eingeschnittenen Grabenteils in 25 *m* Breite ausstreichen. Sie fallen ziemlich steil gegen SW ein. Nach Norden entwickelt sich daraus rasch die mergelreiche tiefere Zementmergelserie in überkippter Lagerung (O 15° S, 65° S) und schließlich die normale Zementmergelserie in steiler Stellung oder auch gefaltet.

Auch südlich vom Helvetikum scheint Gault reichlich vorzukommen, wie die in großen Mengen vorkommenden, oft großen Blöcke von Glaukonitquarziten aufzeigen. Der Gaultschutt vermischt sich gegen Süden immer mehr mit dem Schutt der Exotika führenden Serie. Die Grenze zwischen beiden wird etwa dorthin zu legen sein, wo sich die Rutschneigung wesentlich vermindert, weil die Exotika führende Serie weniger zu Rutschungen neigt wie etwa das Gault.

Geht man dem Gaultstreifen weiter gegen Westen nach, so trifft man mitten im Wald, beiläufig 200 *m* von der Tiefe der Hauptmulde des östlichen Thiergrabens einen auffallenden Blockhügel. Er besteht aus einem grau- bis bräunlichweißen Lithothamnienkalk. Neben weitaus überwiegendem Lithothamniengrus enthält er spärlich Nummuliten, ferner Echinodermenreste, selten Bivalvenreste, dann verstreute Quarzkörner, ein wenig Glaukonit und bisweilen grüne Mergelschmitzen. Feineres Material herrscht gegenüber dem gröberen vor. In verstürzter Form ist die ursprünglich mauerartige Gestalt des in etwa OSO-Richtung streichenden Vorkommens noch zu erkennen. In der streichenden Fortsetzung gegen OSO liegt noch ein kleines Vorkommen dieses Gesteins jenseits einer versumpften Mulde.

Ein Dünnschliff des Lithothamnienkalkes zeigt zahlreiche Bruchstücke und Ästchen von *Lithothamnien*, *Bryozoen*, *Echinodermen*-Reste, einige kleine *Foraminiferen*, selten *Bivalven*-Reste; ferner Körnchen von stark undulosem und verzahntem Quarz, selten Mikroklin (zum Teil perthitisch), spärlich lamellierte Plagioklase und Glaukonitkörner in einem ziemlich feinkristallinen Kalkbindemittel.

Erstmalig wurde das Vorkommen von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) erwähnt.

In dieser Mulde wurden sowohl südlich, als auch nördlich des Lithothamnienkalkes Spuren zumeist hellroter helvetischer Kreidemergel festgestellt. Die offenbar flankierende Gesteinsgesellschaft von Gault und bunten Flyschschiefern ist die gleiche wie vorhin. Übrigens scheint auch der Müribenstein vertreten zu sein.

Im westlichen Thiergraben liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Ein Zwickel im Talgrund ist allerdings mit abgerutschtem Material erfüllt, das reich ist an Triashlöcken vom Hochsalm, die möglicherweise eine ver-rutschte glaziale Bildung sind. Am eindrucksvollsten ist hier die heftige

Faltung und Störung der Zementmergelschichten mit Annäherung an die Steinbacher Zone, die in der quellenreichen Mulde unmittelbar unter den steileren Hängen des Hochsalmmassivs gegen den Sattel des Gsoll hinaufzieht. Noch südlich des am linken Bachufer stehenden Laubstadels stehen in einer ausgewaschenen Rinne enorm zertrümmerte und von Kalzitadern durchschwärmte, dabei auch etwas dunkler aussehende Kalksandsteine und verdrückte Mergelschiefer der Zementmergelschicht in steilachsiger Verfaltung an. Wenig oberhalb in derselben Rinne tauchen auch rote helvetische Mergelschiefer in stark verschliffenem Zustand auf. Als Begleiter kommt wiederum hauptsächlich Gault in Betracht, dessen Glaukonitquarzitblöcke häufiger herumliegen. An diese Rinne gegen Süden schließt ein sanfter Rücken an; wo er vom Hauptbach an seinem Fuße angeschnitten wird, zeigen sich feinkörnige Kalksandsteinbänke von mäßiger Dicke mit schiefrigen Mergelzwischenlagen und einigen Bänken harter Kalkmergel, die im Nordteil etwa 55° SW, im Südteil sehr steil WSW fallen. Auch östlich des Hauptbaches befindet sich ein solcher Hügel aus Zementmergelschichten von beiläufig 100 m Länge, an dem sich bis fast zur Höhe der Schutt des Hochsalm staut.

Westlich des Baches findet man in der wasserreichen Mulde südlich des Oherkreiderückens zwar noch Blöcke von Gault, aber in der Hauptsache Gesteine der Exotika führenden Serie, die unter die vergrusten Triasdolomite des Hochsalm einfallen.

Gegen den Sattel zu aufwärts verengt sich die Steinbacher Zone sehr merklich, und am Sattel selbst scheinen sich sogar die Zementmergelschichten des Nordrandes mit den Triaskalken zu berühren.

Von diesem Sattel gegen Westen verbreitert sich unsere Steinbacher Zone neuerdings und verschwindet unter den diluvialen und alluvialen Aufschüttungen des Almtales bei Scharnstein. Der Rauschenberg besteht jedenfalls aus Zementmergelschichten der Oberkreide, die in einigen Rinnen seiner Südflanke freigelegt sind. Sie fallen etwa nordwärts ein. Gegen den Südrand zu macht sich sowohl eine stärkere Zertrümmerung, als auch eine Zunahme der Mergel, wie sie für die tiefere Zementmergelschicht bezeichnend ist, geltend. Wo der Hauptbach stark gegen den Nordhang andrängt, sind auch Spuren bunter Schiefer vorhanden. Weiter grabenaufwärts ist die Grenze zwischen den Zementmergelschichten und dem im Liegenden befindlichen Gault eine Störung. Es ist durch Blöcke von dunklen, glasigen Glaukonitquarziten und dunklen Quarziten, auch dunkelgrauen quarzitischen Sandsteinen vertreten. In der Hauptrinne sind von etwa 620 m Höhe aufwärts mehr minder gute Aufschlüsse von Helvetikum bemerkenswert. Stärker vertreten sind hellrote, stark geschieferte und auch gequälte Mergel, mit viel Kalzitausscheidungen. Sie enthalten eine fast nur aus Globotruncanen bestehende Fauna (*Globotruncana arca* [Cushm.], *Gl. linnaeana* [d'Orb.], *Gl. stuarti* [Lapp.], *Gümbelina* sp. und *Globigerina cretacea* d'Orb. herrschen weitaus vor), viele Fossilien sind deformiert oder zerstört. Hellgraue Mergelschiefer, graue Fleckenmergel und untergeordnet schwärzliche Mergelschiefer, endlich auch Blöcke von weißem Fleckenmergelkalk vervollständigen die Aufzählung der Gesteinstypen. Ein dunkler grauer, stark tektonisch beanspruchter Mergel lieferte eine eigenartige Fauna mit häufig *Globigerina cretacea* [d'Orb.], *Lagena* sp., *Robulus* sp., *Clavulinoides* sp. u. a., alle sehr schlecht erhalten, die Unterkreidealter möglichst erscheinen lassen.

Als Begleiter des Helvetikums ist wieder Gault durch Glaukonitquarzitblöcke erwiesen.

Von Bedeutung ist der Fund eines Blockes von Ophicalcit bei etwa 650 *m* Höhe.

Ein Dünnschliff davon bot folgendes Bild: Das ganze Gestein macht den Eindruck einer Brekzie. Es wechseln in der Kalzitmasse mit kleinen, fast farblosen Chlorit-schüppchen (Pennin) Felder mit fleckiger Anreicherung von Erzstaub. Manche kluftartige Streifen sind dunkel von Erzstaub. In anderer Weise sind wieder einzelne Felder fast farblos, während andere durch rotbraunen Limonit verfärbt sind. Es entsteht dadurch ein wirrmaschiges Muster. Reste ehemaliger Pseudomorphosen müssen in einigen wenigen Feldern erblickt werden, die aus Chlorit-Blätterwerk mit wenigen feinsten Talkschüppchen und wenig Kalkspat bestehen. Auch Felder aus wirrfasrigen Serpentinaggregaten mit wenig Kalzit, von rundlichem Umriß und mit dem umgebenden Kalzit verzahnt, sind sicher Reste von Pseudomorphosen. Schließlich durchziehen das Gestein noch unregelmäßige, von größerem Kalkspat erfüllte Klüfte, die noch so recht die heftige tektonische Beanspruchung, der das Gestein ausgesetzt war, veranschaulichen.

Etwa 150—200 *m* südlich des Hauptbaches ziehen einige kleine Rinnen aus östlicher Richtung herab. In der beim Haus an der Straße ausmündenden, sich gabelnden Rinne hat das Wasser im Nordast bei zirka 525—530 *m* Höhe in einer Länge von 10 *m* anstehende verschmierte rote und grüne Tonschiefer mit zerrissenen dünnen Kalksandsteinplatten und wenige Meter weiter schwarz und grün verknetete Gaultschiefer mit Blöcken schwarzgrüner glasiger Glaukonitquarzite angeschnitten. Zirka 50 *m* südwestlich von dem nördlich der Rinnen stehenden Bauernhof treten auch spärlich helvetische Kreidemergel auf, während in dem südlicheren Ast nur an einer Stelle etwas Gault zu bemerken ist. Die Grabensohle ist allerdings von einem Streifen abgerutschten Materials erfüllt, das mit reichlich kalkalpinem Schutt beladen ist. Lappen von Moräne kleben im unteren Hangteil auf dem leicht gleitenden Untergrund. Auch 100 *m* westlich des bei 620 *m* Höhe stehenden Geböfies waren Spuren roter helvetischer Mergel anzutreffen. Weiter gegen Süden gelangen wir bereits in den Bereich der Exotika führenden Serie.

5. Die Exotika führende Serie

Nachdem diese Schichtfolge infolge gewisser Ähnlichkeiten mit dem Flysch, besonders bei schlechten Aufschlußverhältnissen, wobei nur Lese- steine der härteren Gesteine zum Vorschein kommen, zu Verwechslungen Anlaß geben kann, muß ihr ebenfalls eine genauere Kennzeichnung zugebilligt werden. Zu ihr gehören die auf der geologischen Karte Blatt Kirchdorf ausgeschiedenen „Konglomerate der Flyschbasis“ mit den vielen „exotischen“ Geröllen. Ein vollständigeres Bild erhalten wir am Südwestrand des Kremstales, weshalb es günstig ist, mit der Schilderung ebenfalls im Osten zu beginnen und gegen Westen fortzuschreiten.

In den seichten Rinnen südwestlich Ottdorf wurden bereits dieschichtigen Sandsteine mit Glimmerbelägen und Pflanzenhäcksel erwähnt, ebenso die knapp vor der zweiten Straßenbrücke anstehenden feinschichtigen, feinsandigen bis schluffigen mergeligen Ablagerungen mit wenige Zentimeter dicken schichtigen Sandsteinbänkehen, deren Oberfläche auch gelegentlich kleine knötchen- oder wurstförmige Hieroglyphen trägt. Eine Probe der schluffigen Mergel enthielt an organischen Resten nur Pyritkugelchen und Rhabdammina-artige Röhrechen. Weiter aufwärts kommen dann auch Sandsteinbänkehen von 10 *cm*, bisweilen aber auch von einigen Dezimetern Mächtigkeit.

keit vor, die oft ziemlich glimmerreich sind. Bei zirka 535 m Höhe liegt in dieser Schichtfolge ein hellbrauner grober, kalkreicher Sandstein aus Kalkkörnern und reichlich exotische Gerölle, darunter viel Porphyre, liegen herum. Bei 560 m Höhe wurde ein grünlichgrauer Schieferteig mit roten Schmitzen beobachtet.

Je höher man ansteigt, desto häufiger werden die groben braunen Sandsteine und auch die braunen Konglomerate mit den braun auwitternden Kalk- und Dolomitgeröllen, Geröllen von Quarz, Glimmerblättchen u. a. Sie gehen aus dem braunen Sandstein hervor und liegen bankweise in der schluffigen Serie. In der Nähe derselben fanden sich in einer Probe feinsandiger Mergel bloß Pyritsteinkerne von *Radiolarien* (?).

Nabe dem Rand in den geschlossenen Wäldern des Schomreitnersteins verläuft ein Holzweg. Bei etwa 660 m Höhe quert er einige Sandstein- und Konglomeratbänke, deren Hauptmasse wieder Kalke und Dolomite sind. Schon in den Sandsteinen liegen verstreut bis faustgroße Gerölle von Quarz, Gneisgranit, Porphyr und Kalk, die Bankoberflächen tragen öfter Wülste, auch wüsthchen- oder knotenförmige Gebilde. Die meist rasch aus den Sandsteinen hervorgehenden großblockigen Konglomerate sind neben Kalken und Dolomiten auch reich an anderen Geröllen, darunter Porphyr, Porphyrit, Diabas, Granit, Gneisgranit, Quarz, seltener grünem Quarzit, Lydit und einem auffallenden braunroten, feinkörnigen barten Sandstein. Gerade hier erreichen die Komponenten oft beachtliche Größen: häufig Faust-, seltener Kopfgröße und manchmal erreichen einige der fast immer wohlgerundeten Stücke Durchmesser von einem halben Meter. Die offenbar zwischen den Sandsteinen liegenden feinsandig-schluffigen Mergel sind leider nicht zu sehen.

Etwa 150 m hinter diesem eindrucksvollen Vorkommen deutet eine neuerliche Häufung exotischer Gerölle auf das Durchstreichen einer weiteren Konglomeratbank. Hier ist das spärliche Vorkommen eines lebhaft roten Lehms besonders hervorzuheben, der von roten Schieferlagen stammen dürfte. Wenig weiter ist dann wieder das prächtige Konglomerat abgeschlossen. Der Fund eines konglomeratischen Quarzites von Radstädter Charakter ist bemerkenswert.

Auch weiter gegen Westen sind an manchen Stellen die Konglomerate zu hemerken, so z. B. oberhalb vom Geböft Grillenberg.

Auch im Edlgraben ist unsere Serie vorhanden. Hinter einer Wegbrücke hat der Bach unter einer dünnen Decke von Moränenmaterial einen eigentümlich bleigrauen Schieferteig mit dunkelrötlichen Schmitzen freigelegt, in dem Stücke von stumpfgrauen, gebänderten Sandsteinen, die häufig feinen Kohlenhäcksel führen, und gröbere Sandsteine liegen, deren Gehalt an Kalkkörnern durch die hellbraune Verwitterung derselben erst richtig kenntlich wird. Etwa 35 m nach Beginn dieses Schieferteiges steht sogar eine Partie an, bestehend aus dunkelgrauen, lagenweise ins Grünlische spielenden feinstsandigen Mergeln, die mit dünnen, feinschichtigen, glimmerigen Bänken feinkörniger Sandsteine verbunden sind. Leider hat sie nur eine äußerst spärliche Fauna geliefert, in der *Dendrophrya* sp., *Lituo-tuba* sp., *Reophax splendida* Grzyb. und *Haplophragmoides* sp. die Hauptrolle spielen, aber nur in geringer Anzahl vorhanden sind. Die aus dem Verband gerissenen herumliegenden Konglomeratblöcke enthielten wieder Kalke und Dolomite, Porphyr, Porphyrit, Granit, Gneis, Glimmerschiefer,

Quarz, Quarzit, roten Sandstein, grauen Sandstein, aber auch grauen Hornsteinkalk und roten Hornstein.

Etwa dort, wo am rechten Ufer ein Stadel steht, scheint eine Gaultschuppe eingeklemmt zu sein, 70 m weiter jedoch wieder unsere Exotika führende Serie zu herrschen.

Bei zirka 570 m befinden sich bessere Aufschlüsse. Gebänderte, oft etwas zerdrückte feinsandige Mergel wechseln mit Bänkchen grauer, feinkörniger, schichtiger Sandsteine mit Glimmer und Pflanzenhäcksel, auch einem feineren, etwas glaukonitischen Sandstein, der in eine seidig graue, fast feinschichtige glimmerreiche Lage übergeht und eine dickere Bank bildet. Eine solche dickere Sandsteinbank begleitet das Südufer des Baches; im Liegenden befinden sich wieder feinschichtige, feinsandige Mergel mit einer dünnen, wenige Zentimeter mächtigen dunkelroten Tonschieferlage, die eine sehr spärliche Fauna von *Recurvoiden*, *Reophaciden* und *Fischzähne* enthielt. Die vorhin erwähnten feinsandigen Mergel enthielten nur einige wenige Sandschaler (*Trochamminoiden*, *Haplophragmoiden*, *Hyperammina?* sp.). Im Rückstand ist Glaukonit enthalten. Die Schichten streichen vorwiegend O 25° S und fallen mäßig steil gegen SSW.

In den Gräben, die von Süden dem Edlgraben zustreben, ist unsere Serie noch an manchen Stellen unter der Moränendecke aufgeschlossen. Die Moränen sind am Sattel des Ziehberges verbreitet. Insbesondere riegeln zwei Moränenwälle, die 500—550 m OSO P. 692 m in S—N-Richtung herabziehen, den Südteil des Edlgrabens gegen Westen ab.

Die Moränen- und Schuttbedeckung verhüllt die Exotika führende Serie weiterhin bis zur Krapfenmühle östlich Steinbach am Ziehberg. Nur südlich dieser Örtlichkeit verraten Lesesteine an der Straße kurz nach dem Beginn des Anstieges ihr Vorhandensein. Weiter gegen Westen muß sie sich — offenbar nur ganz schmal — unter den Alluvien des Steinbaches verbergen und ist auch in dem flacheren Gehänge südöstlich Steinbach nördlich der Trias nicht aufgeschlossen.

Südlich Steinbach am Ziehberg jedoch, am Osthang des verhältnismäßig breiten Spiesengrabens, weicht der Triasrand plötzlich um ungefähr 0.75 km gegen Süden zurück, und wo er dann wieder westlich des Spiesengrabens fortsetzt, entspringen zahlreiche starke Quellen. Diese Quellen und der steile, im Meßtischblatt als „Schartenriß“ bezeichnete Graben lassen auf eine Querstörung schließen. Die Störung wurde übrigens bereits von G. Geyer (1910) beschrieben.

Südwestlich Steinbach nun nehmen die Gesteine unserer Exotika führenden Serie, dank der Querstörung, plötzlich einen zirka 0.75 km breiten Streifen südlich unserer Steinbacher Zone ein. In den kleinen, heider Rumplmayr-Säge mündenden Rinnen wurden die feinschichtigen, gehänderten feinsandigen Mergel mit den dünnen, oft etwas quarzitischen Sandsteinbänkchen und zeitweisen Einschaltungen gröberer Sandsteinbänke mit gelbbraun anwitternden Kalkkörnchen erwähnt. Sie sind in gleich charakteristischer Ausbildung in den südlicheren Teilen des Brückl- und Scheiblgrabens vielfach entblößt. Überall in ihrem Bereich kann man exotische Gerölle verstreut finden und in gleicher Weise auch Blöcke der braun verwitternden Kalkkonglomerate. Man sieht öfter, wie diese Konglomerate in die kalkreichen Sandsteine übergehen. Die feineren Sandsteine tragen nicht so selten kleine Hieroglyphen, auch fucoidenartige Gebilde

kommen vor, ferner auch flachgedrückte, mit feinerem Sediment erfüllte Grabgänge. Pflanzenbäcksel ist eine häufige Erscheinung; er unterstreicht vielfach die so charakteristische Bänderung der Sandsteine und feinsandigen Mergel. Besonders im nördlicheren Teil wurden öfter rote Tonschieferlagen gesehen.

Die Konglomerate häufen sich sichtlich im südlicheren Teil der Serie. So findet man in den aufschlußlosen Quellgräben Anhäufungen der wunderbar gerundeten und geglätteten exotischen Gerölle, besonders stark im Quellgebiet des Ostastes des Brücklgrabens, von wo sie übrigens schon lange bekannt sind. Vorwiegend sind es rote, grüne und grünschwärze Porphyre und Quarzporphyre, darunter bemerkenswerterweise auch solche mit deutlichen Zeichen tektonischer Beanspruchung in Form von Zertrümmerungserscheinungen mit gelegentlicher Serizitbildung, dann graue, rötliche, mitunter auch grünliche Granite, dann Porphyrite, Diabase, selten gabbroide Gesteine, Gerölle von Quarz, weiße und apfelgrüne Quarzite, kristalline Quarzite mit weinroten Quarzkörnern, wie sie für die unterostalpinen Schichten z. B. der Badstädter Tauern bezeichnend sind, ferner ein zähes, kristallines Quarzkonglomerat. Die Beteiligung wahrscheinlich unterostalpinen Materials sei besonders hervorgehoben.

Die Konglomerate bestehen wieder aus Kalken und meist dunkler grauen Dolomiten, ferner gab es darin Quarzgerölle, seltener schwarzen Hornstein, auch schwarze, grünliche und rote Tonschiefer. Manche Arten sind wieder reicher an Quarzgeröllen und Glimmerschieferstücken, auch wurde ein Block gesehen mit Brocken von Quarzphyllit.

Im Ostast des Scheiblgrabens streichen die schlecht aufgeschlossenen Konglomeratbänke knapp nördlich der Überschiebung durch Triasdolomit durch. 25 m nördlich der Überschiebung stehen bereits die feinsandreichen Mergel mit der feinen Schichtung und dunkleren Bänderung, mit Bänken kohlig gebänderter feiner Sandsteine an einem Holzweg an. Wenig weiter westlich herrschen die selben Verhältnisse. Auch sind Konglomeratbänke vorhanden, in denen weiße und graue Quarzgerölle, grüne Phyllite, Porphyr und auch dunkelgrauer Hornstein über die kalkigen Komponenten stark überwiegen, die aber anstehend noch nicht gefunden werden konnten. Jedenfalls scheinen sie im südlichen Randgebiet vorzukommen.

Im westlichen Ast des Scheiblgrabens ist unter der Überschiebung durch zertrümmerten Hauptdolomit eine kleine Scholle eines grauen kalkigen Konglomerates mit Kalk- und Quarzgeröllen, auch Porphyrgeröllen u. a. in stark verschliffenem Zustand eingeklemmt, darunter ganz wenig gelblichweißer, kreidiger Mergel und darunter ein hellgrauer, dichter Mergel, stark verruschelt und von Kalzit durchsetzt, etwa metermächtig und von neocomem Habitus. Darunter scheint unsere Exotika führende Serie zu folgen. Die eingeklemmte Konglomeratscholle gehört wohl auch zu dieser Serie.

Im oberen Thiergraben, u. zw. im westlichen Ast, ist die Exotika führende Serie nur in geringer Mächtigkeit vertreten und am Gsollsaattel setzt sie für eine kurze Strecke ganz aus. Die Brekzien und Konglomerate scheinen nur in Linsen vorzukommen, wie einige wenige nicht anstehende Blöcke vermuten lassen.

In den Gräben östlich Scharnstein ist diese Schichtfolge nur in den tieferen, gegen Scharnstein gerichteten Rinnen besser aufgeschlossen, bietet aber gegenüber den geschilderten Vorkommen nichts Besonderes. Die

Konglomerate und Brekzien spielen kaum eine Rolle. Die Schichten streichen in westlicher Richtung gegen das Almtal aus.

Bemerkenswert scheint aber folgendes: Etwas oberhalb vom „s“ im Worte „Sensenschmiede“ des Meßtischblattes hefund sich zur Zeit der Begehung eine Abrutschung, in der in dem braunen Lehm Stücke von Sandsteinen der Exotika führenden Serie lagen, aber auch Splitter von rotem Hornstein und weißem Quarzit in stark zertrümmertem Zustand, allerdings auch grauen Hornstein- und anderen Kalken. Die Quarzite könnten stark zertrümmerte Scherlinge sein, zumal sie ganz an der Nordgrenze der Exotika führenden Serie erscheinen.

Als einziges klippenartiges Vorkommen dieses Abschnittes ist eine Masse von weißem Kalk, der meist stärkere Zertrümmerungserscheinungen und damit Hand in Hand gehende leichte Kristallinität aufweist, bemerkenswert. Sie liegt etwas südlich der Sohle des Grabens östlich Scharnstein als waldhedeckter Hügel bei zirka 680 m Höhe (übrigens bereits in der geologischen Karte eingetragen). Westlich dieses Kalkklotzes bei einem kleinen Stall scheinen Neocommergel anzustehen. Oh der südlich des Kalkes liegende spärliche Schutt von Hierlatzkalk von hier anstehendem Gestein stammt oder von einem höher gelegenen Vorkommen des Langsteines abgestürzt ist, läßt sich nicht entscheiden; leider auch nicht die Frage, ob diese Klippe unter oder über der Exotika führenden Serie gelegen ist, denn ihre Umgebung ist gänzlich ohne Aufschluß. Sehr wahrscheinlich keilt die letztere Serie bereits westlich der Klippe aus.

B. Auswertung der Beobachtungen

Der fazielle Gegensatz von Flysch und Helvetikum dürfte bereits aus der vorhergehenden Beschreibung zur Genüge hervorgegangen sein. Er wurde auch von M. Richter zur Grundlage seiner Gliederung der Flyschzone gemacht.

Untersuchen wir zunächst die stratigraphische Gliederung des Flysches.

1. Zur Schichtfolge des Flysches

Zur Klarstellung der Beziehungen der einzelnen Schichtglieder zueinander wird es sich empfehlen, zunächst nicht nach der stratigraphischen Reihenfolge vorzugehen, sondern von markanten Gesteinen auszugehen. Aus den Darlegungen wird sich am Schluß dann die Reihenfolge ergeben. Die in Klammern beigefügte Nummer ist die der stratigraphischen Reihenfolge, wie sie in der Tabelle auf Seite 162 ff. zum Ausdruck kommt.

Aus der Beschreibung und dem Kartenbild geht hervor, daß große Räume von Gesteinen der Zementmergelserie und von der mürbsandsteinführenden Oberkreide eingenommen werden. Zwischen diesen Räumen haben die anderen Gesteine eine verhältnismäßig geringe Verbreitung, jedoch bergen sie sehr wesentliche stratigraphische Probleme. Als das stratigraphische Rückgrat sei also zuerst die

Zementmergelserie (6)

herausgegriffen. Sie ist eine im ganzen recht einförmige Folge aus grauen, meist etwas schiefrigen Mergeln mit mehr minder mächtigen Bänken hauptsächlich feinkörniger Kalksandsteine. Tonmergel- und Tonschiefer sind nur sehr untergeordnet vorhanden.

Die Mergel sind in frischem Zustand grau gefärbt, verwittert bleichen sie gern ein wenig aus. Öfter erkennt man einen größeren Gehalt an sehr feinkörnigem Saud. Die Bänke brechen zu plattigen Scherben, die eine feine Schichtung verdeutlichen, die in frischem Zustand oft schwer zu sehen ist. Manche Schichten der Mergel zeigen oft massenhaftes Vorkommen der bekannten „Fucoiden“¹⁾ und einige besser geschichtete Packete tragen auf den Schichtflächen die Schueckenfraßspuren der „Helminthoideen“.

Die Sandsteinbänke sind frisch grau bis bläulichgrau gefärbt, verwittert mehr bräunlich. Die Mächtigkeiten der Bänke sind sehr verschieden, etwa zwischen einigen Dezimetern und zwei Metern, selten sogar noch etwas mehr. Die Unterfläche so einer Bank ist meist scharf, grenzt an eine Tonschieferlage und ist häufig von Wülsten und „Hieroglyphen“ bedeckt. Dieser angrenzende Teil der Bank besteht oft aus einer größeren Kalksandsteinlage von geringer Mächtigkeit, die selten einige Zentimeter übersteigt, aber auch fehlen kann; oder es sind nur ein paar Sandschlieren an der Schichtfläche vorhanden, oder nur einige der Wülste sind aus größerem Sandstein gebildet. In der Mehrzahl der Fälle ist sie etwas schärfer gegen die übrige Bank abgesetzt, aber sie kann auch allmählich feiner werden und so in das feinkörnigere Material, das Hauptmaterial der Bänke, übergehen. Der Sandstein ist hart und kalkig. Ein Teil der Bänke nun ist nach oben zu gegen die hangenden Mergel wiederum schärfer abgesetzt, ein anderer Teil aber zeigt einen mehr minder kontinuierlichen Übergang in die hangenden Mergel.

Eine Schichtung der Bänke ist häufig. Entweder teilen einige Schichtflächen in meist etwas größeren Abständen die Bank zu einem Stoß gleichdicker Platten oder aber die Teilungsflächen sind bauchig gekrümmt und verraten Grobrippeln. Es kommt dann eine Art Kreuzschichtung zustande. Glimmerbeläge kommen auf den Schichtflächen vor, nicht selten auch etwas Pflanzenhäcksel.

Die Sedimentation beginnt also jeweils mit einer ziemlich plötzlichen und raschen Schüttung von Sand, vielfach sogar von größerem Sand, der den öfter mit Kriechspuren bedeckten Tonschlamm übergießt. Darüber folgt Schüttung feineren Materials und vielfach wird es allmählich so fein, daß man es schließlich als sandigen Mergel ansprechen muß. Eine Schicht tonigen Materials bildet den Abschluß des hangenden Mergels, dann wiederholt sich der Vorgang zahllose Male. E. Kraus (1932) hat diese Erscheinung aus dem Flysch von Muntigl als „asymmetrische Repetitions-Schichtung“ beschrieben.

E. Fugger (1885) und Th. Fuchs (1904) haben darauf hingewiesen, daß die Kriechspuren, Fließwülste u. dgl. Ausfüllungen von Hohlräumen des Meeresbodens darstellen und daher die Schichtunterseite bezeichnen. Auch die Lage der Fucoiden im Gestein wurde mit Erfolg für diese Bestimmung verwendet. Sichere Hieroglyphen auf Schichtoberseiten, wie sie z. B. G. Göttinger und H. Becker (1932) in der östlichen Flyschzone nachgewiesen haben, konnte ich noch nicht beobachten. Man kann aber daher

1) Bezeichnung in dem von G. Göttinger und H. Becker (1932, Seite 386) vorgeschlagenen Sinne als „Sammelbegriff... als gleichbedeutend mit diversen, allgemeinen Kriechspuren, die man nicht näher bezeichnen will“ gebraucht.

mit sehr großer Wahrscheinlichkeit die Schichtunterseiten unserer Folge mit Hilfe der Hieroglyphen festlegen. Die Beobachtung, daß die hieroglyphentragende Fläche häufig die größte Sandsteinlage der ganzen Kalksandsteinbank darstellt, bringt eine gewisse Erleichterung dieser Beobachtungen mit sich, weil erfahrungsgemäß die Beobachtung der groben Basallage den gleichen Dienst tut, wie die Aufsuchung der Hieroglyphen.

Schließlich sei erwähnt, daß auch gelegentlich Bänke harter, splitteriger, dichter Kalkmergel, die auf die tektonische Beanspruchung durch engscharige Klüftung reagieren, in die Schichtfolge eingestreut sind. Größere Mürbsandsteinbänke scheinen nur ganz ausnahmsweise vorzukommen (z. B. im Graben 500 m O Siebenbrunner Mühle).

In groben Strichen lassen sich noch einige, durch Übergänge verbundene Untergliederungen des Komplexes der Zementmergelserie skizzieren, u. zw. ist ein tieferer Teil derselben durch große Mächtigkeit der Mergel und starkes Zurücktreten der durchschnittlich auch geringer mächtigen Kalksandsteinbänke gekennzeichnet. Nach unten geht er in die dünnbankige Zementmergelbasis über (die zu den bunten Schiefen vermittelt und in Zusammenhang mit diesen behandelt werden wird), nach oben aber entwickelt sich daraus die normale Zementmergelserie, bei der sich die vielen und mächtigeren Kalksandsteinbänke und die Mergel dazwischen im großen ganzen die Waage balten. In meist höheren Stufen treten die Mergel sogar stark gegenüber den Kalksandsteinbänken zurück. Die höchsten Teile der Zementmergelserie, die schon der mürbsandsteinführenden Oberkreide benachbart sind, enthalten oft gebänderte, sehr feinsandige, harte Mergelbänke mit häufigerer Fließfaltung neben den Kalksandsteinbänken; besonders in den ersteren stellen sich gerne verkieselte Knauern und Lagen ein. Die groben Basallagen können auch auf einmal Mächtigkeiten von einigen Dezimetern erreichen. Vereinzelt gesellen sich dazu schon etwas gröbere, glimmerführende Kalksandsteinbänke. Nach M. Richter usw. (1940) wäre also die Hauptmasse der Zementmergelserie als „Leimernfazies“ anzusprechen, während die oberste Zone Charaktereigenschaften der „Piesenkopffazies“ zu besitzen scheint. Allerdings dürfte sie nicht immer vorhanden sein.

Leider ist es nicht gelungen, durch brauchbare Fossilfunde in den Schichten der Zementmergelserie viel zur Klärung der Altersfrage beizutragen. Außer den bekannten Lebensspuren wurde kein Fund gemacht. Wohl kommen in den groben Basallagen der Sandsteinbänke kleine Fossilsplitterchen vor, jedoch helfen sie nichts. Aber in einem Dünnschliff einer solchen von einer Stelle außerhalb dieses Gebietes (Trambach) waren zwei *Globotruncanen* zu erkennen. Geschlämte Proben der Mergel und Tonschiefer waren entweder steril, bzw. enthielten sie nur einige pyritisierte Stäbchen oder Kügelchen, oder es war eine spärliche Sandschalenfauna vorhanden, mit der stratigraphisch nichts anzufangen ist, die aber die Flyschfazies außerordentlich kennzeichnet. Auch die wenig zahlreichen Pyritgebilde scheinen recht charakteristisch zu sein. Diese auffallende und besonders in bezug auf die Makrofossilien schon altbekannte Fossilarmut der Zementmergelserie wäre als besonderes Merkmal festzuhalten.

Immerhin kann das Oberkreidealter der Zementmergelserie als gesichert gelten dank der häufigeren Funde von Oberkreidefossilien in ganz

entsprechenden Gesteinen im östlichen Wienerwald (vgl. G. Götzinger und H. Becker [1932], wo auch ältere Literatur angegeben ist).

Der Name „Zementmergelserie“ wurde von M. Richter (1929 und 1940) übernommen.

Mürbsandsteinführende Oberkreide (8)

Sie hat eine gewisse Ähnlichkeit mit der Zementmergelserie, jedoch treten die größeren, glimmerführenden Mürbsandsteine als ein bezeichnendes Element hinzu. Auch eine wesentlich unruhigere Sedimentation fällt auf. Der bankweise Wechsel von Mergeln und Tonschiefern mit Sandsteinen ist dieser Serie ebenso wie den Zementmergeln eigen.

Die Mergel sind grau, vielfach etwas deutlicher sandig als die der Zementmergelserie. Oft ist der Farbton ein wenig dunkler als dort. Mit der sandigen Komponente gerät bisweilen auch ein wenig Pflanzenhäcksel ins Sediment. Daß sie auch Fucoiden führen können, haben schon M. Richter und Müller-Deile (1940) betont. Vielfach gehen sie in sandige Mergeltone oder Tonschiefer über oder wechsellagern in dünnen Schichten mit ihnen. Ja nicht selten besteht die ganze Schicht zwischen zwei Sandsteinbänken aus schwärzlichen Tonschiefern und Tonmergeln. Nicht selten steigern eingestreute dünne, meist geschichtete Sandsteinbänkchen von feinerem Korn noch den unruhigen Eindruck der Schichtfolge. Glimmer und Pflanzenhäcksel sind häufig; auch die Tonschiefer enthalten feinste Glimmerflitterehen.

Unter den Kalksandsteinbänken gibt es einerseits solche, die denen der Zementmergelserie weitgehend gleichen, andererseits ist ihr Korn vielfach ein etwas gröheres; eine oft wulstige Schichtung tritt stärker hervor, Glimmer, im Sandstein oder auf den Schichtflächen ausgestreut, sowie Pflanzenhäcksel in kleinen Fetzen werden zu kaum fehlenden Bestandteilen. Die groben Basallagen können in dickeren Packeten auftreten, bisweilen werden sie aber durch glimmerigen Mürbsandstein vertreten. Sehr kennzeichnend sind die im Durchschnitt bis einige, gelegentlich aber viele Meter mächtig werdenden Bänke von glimmerigem Mürbsandstein. Es handelt sich um graue, meist graubraun verwitterte Gesteine mit mergeligem Bindemittel. Viel feines Material ist mit gröherem gemischt, größere Glimmerblättchen sind häufig. Pflanzenhäcksel oder gar kleine Kohlenstückchen fehlen nie. In einzelnen, meist basalen Lagen können Quarkörner Erbsengröße erreichen. Die Bestandteile sind fast ausschließlich kristallinen Ursprungs: Quarz, Feldspat, Glimmerschiefer und chloritführende Glimmerschiefer, etwas Phyllit sowie graue oder grünlichgraue, mitunter auch dunkelgraue Tonschmitzen wurden beobachtet. Meist graue oder grüngraue Schiefertonsstückchen können flache Scherben von mitunter mehreren Zentimetern Durchmesser hilden. Wenn die Sandsteine, die meist massig, mitunter auch geschichtet sind, in feinere, dünn-schichtige Sandschiefer übergehen, dann häuft sich der Pflanzenhäcksel zu schwarzen kohligen Bestegen. Übrigens gibt es auch Sandsteine, die in ihrer Körnung zu den feineren vermitteln.

Schließlich müssen noch die stellenweise häufiger vorkommenden Bänke dichter, blaßgrauer, splittriger Mergel erwähnt werden. Sie sind wiederum in charakteristischer Weise meist engscharig geklüftet und manche zeigen die bekannte Zeichnung der Ruinenmarmore.

Häufig sind die Unterseiten der verschiedenen Sandsteinbänke von Wülsten, Fließwülsten und auch Hieroglyphen bedeckt. Zahlreiche, zum Teil sehr schöne und eigenartige Fährten sind aus dieser Serie bekannt, z. B. aus den Steinbrüchen vom Nußbaumer, Gmunden, oder aus dem unterirdischen Schleifsteinbruch nördlich Viechtwang im Almtal. Fucoiden kommen sowohl in dem grauen Mergel als auch in tonigen, feinsandigen, feinschichtigen Lagen, ja sogar in manchen feinkörnigen Sandsteinen vor. Bisweilen sind breitere Chondriten in feinen Sandsteinen mit heller gefärbtem tonigem Sediment erfüllt. Allerdings beschränken sich diese letzteren Bildungen auf die Grenzregion der Sandsteinbänke zu den hangenden Mergeln und Tonschiefern.

Diesen relativ häufigen Spuren reicheren Lebens steht nun eine ganz ähnliche Fossilarmut gegenüber wie in der Zementmergelserie. Recht selten, nur gelegentlich häufiger, sind manchen gröberen Sandsteinen kleine fasrige Inoceramensplitterchen beige gemengt. Im Gebiet der Dürren Laudach (westlich vom Almtal) wurde ein kleiner knopfförmiger Koprolith mit einem Inoceramensplitter auf einer dünneren, feinkörnigen Kalksandsteinbank aufgesammelt. Kleine Fossilreste (Echinodermenreste, Bryozoen u. dgl.) wurden ab und zu beobachtet. Sehr bemerkenswert sind neu gemachte Funde von Orbitoiden (*Lepidorbitoides* sp.) in den gröberen Sandsteinlagen an der Basis von feinkörnigen Kalksandsteinbänken dieser Schichtserie, übrigens auch in einem gröberen Mürb sandstein. Im selben Gestein mit Orbitoidenresten wurde im Dünnschliff auch ein gut erhaltener Querschnitt einer zweikieligen *Globotruncana* angetroffen.

Während in den Sandsteinen immerhin häufiger, im Schliff meist nicht näher deutbare Foraminiferen vorkommen, beschränkt sich der Inhalt der Mergel und Tonschiefer an Foraminiferen auf ärmliche Sandsehlerfaunen mit *Dendrophryen*, *Rhabdamminen*, *Reophaciden*, *Trochamminoiden* u. dgl. Faciell sind diese Faunen für den Flysch charakteristisch. Verhältnismäßig häufig sind pyritisierte Stäbchen und Kugeln.

Eine klare Entscheidung der Frage nach dem Alter dieser Schichten ist von besonderer Wichtigkeit deshalb, weil M. Richter und G. Müller-Deile (1940) sie auf Grund von Discocyclinen- und fraglichen Nummulitenfunden in das Eozän stellen. Brauchbare Makrofossilien stehen mir leider nicht zur Verfügung, die Inoceramensplitter in Sandsteinen und Koprolithen können nur als Hinweis gelten. Für wesentlicher halte ich die Kombination der Orbitoiden, die offenbar cretacische Formen sind, mit der *Globotruncana*, von der ich in weiteren Schriffen noch mehrere Belege erhoffe. Die Orbitoiden unterstreichen übrigens die Beziehungen dieser Flyschfazies zu der der „Altlenbacher Schichten“ des Wienerwaldes, die durch Inoceramenfunde als cretacisch festgelegt sind (G. Göttinger 1944), mit der unsere Schichten auch von G. Göttinger (1947) wie auch von H. Becker (1947) unmittelbar verglichen werden. Abgesehen von der vielen Einschüttung gröberen Sandes ist auch die Ähnlichkeit der Sedimentation in der Zementmergelserie und unserer „Mürbsandsteinführenden Oberkreide“ auffallend. Ich glaube somit vorläufig, daß es sich bei dem von G. Müller-Deile (1940) angegebenen Fund von massenhaft Discocyclinenbruchstücken in einem Schliff eines gröberen Sandsteins vom Hongar (westlich des Traunsees) eher um Kreide-Orbitoiden handeln dürfte. Schließlich bezeugt ein noch zu besprechender Inoceramenfund aus bunten

Schiefern der Grenzzone unserer Schichten gegen die Zementmergelerde, daß diese Schiefer jedenfalls noch sicher Oberkreide sind. Noch weitere Forschungen werden nötig sein, diese Frage einer eindeutigen Klärung zuzuführen.

In der Grenzregion von Zementmergelerde und mürbsandsteinführender Oberkreide trifft man nun öfter ein Band bunter Schiefer. Am besten werden wir sie als

Oberste oder Höchste Bunte Schiefer (7)

bezeichnen, zum Unterschied von den tieferen bunten Schiefen unter der Zementmergelerde, die in Bayern „Obere bunte Mergel und Schiefer“ genannt werden. Sie bestehen aus einer dünnschichtig wechselnden Folge aus grüngrauen Tonschiefern mit häufig dunkelviolet- oder braunrot gefärbten Lagen, grauen Mergelschiefern mit dünnen Bänken massiger oder geschichteter feinkörniger Sandsteine, meist mit Kalkgehalt, mit kleinen Hieroglyphen und, wenn verkieselt, rissiger Oberfläche; bisweilen mit Glaukonit. Auch etwas gröbere, meist glaukonitführende Bänken kommen vor. Lokal, z. B. im Graben östlich Buchenberg, gesellen sich dazu dickbankige dunkle Quarzite und Glaukonitquarzite und etwa im Graben nördlich P. 854 m (Rauschenberg) wurden überhaupt nur — leider schlecht aufgeschlossen — schwarze und grüne Schiefer mit Brocken grün-schwarzer Glaukonitquarzite in diesem Horizonte festgestellt. Eine Zuordnung zum Gault ist an dieser Stelle nur schwer möglich. Es muß sich also um eine Rekurrenz von Gaultfazies handeln. Diese bunten Schiefer, aber auch solche Glaukonitquarzite (Ölquarzite) haben bereits M. Richter und G. Müller-Deile (1940) kennengelernt. Auch darin pflichte ich den beiden Autoren bei, daß die bunten Schiefer im Südteil häufig fehlen. Dieses Fehlen ist zweifellos stratigraphisch bedingt. Im Nordteil ist die Verbreitung der Schiefer anscheinend eine allgemeine.

Die Mächtigkeit des Bandes beträgt oft nur wenige Meter, dürfte aber gegen Norden etwas anwachsen. Immerhin ist aber die Mächtigkeit häufig durch Zusammenschoppung des leicht faltbaren und nachgiebigen Materials vergrößert.

Diese bunten Schiefer haben beim Schlämmen meist eine ärmliche und individuenarme Sandschalerfauna geliefert, in der *Dendrophryen*, *Rhabdamminen*, *Reophaeiden*, *Trochamminoiden*, *Ammodiscen* u. dgl. tonangebend sind. Für die Frage nach dem Alter ist diesen Faunen nichts zu entnehmen, Globotruncanen wurden bisher nicht gefunden. Dagegen glückte an einer außerhalb des hier behandelten Gebietes gelegenen Stelle, im Wolfsgraben, östlich der Laudach, etwa ONO Rabersberg, der Fund eines *Inoceramen*-Abdruckes. Nach O. Kühn¹⁾ ist er ein *Inoceramus mülleri* Petraschek, der jedenfalls im Senon, wahrscheinlich im Campan gefunden wird. Das Kreidealter dieser Schichten ist somit auf alle Fälle erwiesen. Auch bleibt in der Oberkreide noch genügend Platz, die mürbsandsteinführende Oberkreide über den Schiefen einzureihen.

Dieses Ergebnis steht der Meinung von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) entgegen, die diese bunten Schiefer als Schichten an der Grenze von Oberkreide und Eozän betrachten.

¹⁾ Ich danke ihm bestens für die Bestimmung!

Ein noch jüngerer, abtrennbares Schichtglied als die mürbsandsteinführende Oberkreide konnte ich bisher nicht nachweisen. Gesteine vom Charakter des Laaber Eozäns oder des Greifensteiner Sandsteins des Wienerwaldes sind mir bisher nicht begegnet.

Und nun zu den Schichten im Liegenden der Zementmergelserie:

Wie vor allem die Profile im oberen Sausbach dartun (und ähnliche kenne ich noch von anderen Stellen der Flyschzone östlich des Traunsees) geht die mergelreiche untere Zementmergelserie im Liegenden rasch in eine Folge dünnbankiger, außen oft weißlich anwitternder, schwachschiefriger bis plattiger Mergel mit Lagen grünlicher, schiefriger Tonmergel und dünnen Bänkehen feinkörniger Kalksandsteine über, die ich als

Dünnbankige Zementmergelbasisschichten (5)

bezeichne. Recht kennzeichnend für die Mergel ist ein gewisser Reichtum an verschiedenen, meist zarteren Chondriten, die ebenfalls sehr gerne grünlichgrau gefärbt sind wie die Tonmergel.

Die wahre Mächtigkeit dieses Schichtgliedes ist wegen der häufig starken tektonischen Störung schwer abzuschätzen, doch scheint sie etwa 30 m kaum zu übersteigen. Vielfach hingegen täuscht eine stärkere Faltung scheinbar größere Mächtigkeiten vor.

Eine im Sausachtal genommene Schlammprobe zeigte wieder die übliche Ärmlichkeit und geringe Individuenzahl der Flyschfaunen. *Dendrophryen*, *Rhodamminen*, *Reophaciden*, *Haplophragmoiden* u. dgl. spielen die Hauptrolle. Öfter wurden wieder pyritisierte Stäbchen beobachtet.

Dieses Schichtglied kommt bemerkenswerterweise im Hangenden der Zementmergelserie an der Grenze gegen die dortigen bunten Schiefer nicht vor. Das Auftreten dieses Schichtgliedes kann also zur Kennzeichnung angrenzender bunter Schiefer als ins Liegende der Zementmergelserie gehörig verwendet werden. Sie stellen das stratigraphische Bindeglied zwischen der Zementmergelserie und den bunten Schiefeln in ihrem Liegenden dar.

Bunte Schiefer (4)

Im Liegenden gehen die dünnbankigen Zementmergelbasisschichten allmählich in eine fast noch dünnbankigere Folge von graugrünen Tonschiefeln mit dünnen Bänkeben oft verkieselter und dann rissig aussehender, sehr feinkörniger Sandsteine und Kalksandsteine über. Die Oberflächen der Platten sind häufig mit vielen kleinen Hieroglyphen bedeckt. Stumpfgraue, schiefrige Mergel sind meist noch dabei, die Mergelplatten mit den grünlichen Chondriten verschwinden rasch.

Bald bereichert sich der Gesteinsbestand durch inmitten der graugrünen Tonschiefer auftretende braun- oder violettrot gefärbte Tonschieferlagen. Durch rote und graugüne Tonschiefer, graue Tonmergelschiefer und die typischen dünnen, feinkörnigen, oft rissigen Kalksandsteinbänkehen ist der Gesteinsbestand gekennzeichnet. Es gibt dabei alle möglichen Varianten, indem einmal die grünen Schiefer, ein andermal die roten überwiegen oder sich die Waage halten, dann treten die Kalksandsteinbänkehen oft in 1—2 dm Abstand auf, an anderen Stellen rücken sie auseinander, so daß Abstände bis über 0.5 m entstehen. Die Regelmäßigkeit der Dünnbankigkeit wird gelegentlich auch durch das vereinzelte Auftreten (bis zirka 0.5 m mächtiger)

dickerer Bänke grauer, sehr feinkörniger Kalksandsteine oder feinstsandiger Mergel, letztere gerne mit Fließfaltung, unterbrochen. Schließlich gibt es selten etwas gröber sandige, ein wenig glimmerige, auch glaukonitführende Bänkchen. Glaukonit in feinen Körnchen ist nicht allzu selten. Eine feinere Untergliederung sowie auch nur die Angabe von Mächtigkeiten, ist wegen der fast immer eingetretenen starken Faltung, allerdings oft auch wegen der schlechten Aufschlüsse dort, wo bunte Schiefer vorkommen, nicht möglich. Die Angabe einer Mächtigkeit bis zu 25 m bei Richter und Müller-Deile (1940) dürfte aber für den Pernecker Kogel zu niedrig gegriffen sein.

Diese bunten Schiefer gehören zu den nachgiebigsten Schichten des Flyschprofils und daher begünstigen sie die Ausbildung von Bewegungsbahnen. An solchen kommt es häufig vor, daß die Schiefer zu einem graugrün und dunkelrot geflammtem Teig mit oft kalzitreichen Brocken der zerrissenen Kalksandsteinbänkchen ausgewalzt sind. Ihre leichte Verwitterbarkeit begünstigt oberflächliche Rutschungen.

Der Inhalt an Foraminiferen ist in diesen Schiefeln fast ebenso spärlich, wie in allen anderen leichter schlämbbaren Schichten des Flysches, die bisher betrachtet worden sind. Die Faunen sind wiederum die üblichen ärmlichen Sandschalerfaunen mit *Dendrophryen*, *Rhabdamminen*, *Reophaciden*, *Trochamminoiden*, *Recurvoiden*, *Haplophragmoiden*, *Hyperamminen* u. a. Aber nicht allzu selten kommen einige wenige *Globotruncanen* hinzu, u. zw. wurden bisher nur *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.) und *G. lapparenti* Brotzen gesehen. Nachdem jüngere *Globotruncanen* fehlen, sprechen sie für ungefähr turones Alter. *Globotruncanen*funde wurden allerdings hisber nur in etwas westlicheren Teilen meines Arbeitsgebietes gemacht.

Ein Dünnschliff eines glaukonitführenden, feinkörnigen, kalkigen Sandsteins aus dem Graben westlich Rotenmooser zeigte überraschend viele, allerdings zum Teil schwer deutbare Foraminiferen, daneben aber etliche unverkennbare Schnitte von *Globigerina cretacea* d'Orb. Diese gelegentlich auch an anderen Sandsteinen der Flyschoberkreide gemachte Erfahrung, daß in ihnen Foraminiferen häufiger auftreten, erweckt den Anschein, daß die kalkigen Sandsteine fossilreicher sind als die gut schlämbbaren Schiefer. Dieser Frage wird noch ein größeres Augenmerk zu widmen sein.

Die Unterschiede gegenüber den höchsten bunten Schiefeln sind recht gering und meist ist die Zuordnung aus ihrer Stellung im Gesamtprofil zu entnehmen. Immerhin sind in den letzteren scheinbar gröber sandige Typen häufiger. Bis jetzt wurden *Globotruncanen* nur in den bunten Schiefeln unter der Zementmergelserie festgestellt.

In den meisten Fällen werden die Bunten Schiefer von

Gaultflysch (2)

begleitet. Es handelt sich meist um eine Folge von schwarzen und graugrünen Schiefeln mit dünnen oder dickeren Bänken dunkelgrauer bis schwarzer Kalksandsteine und Quarzite, sowie von den überaus charakteristischen, meist grünschwartz, mitunter aber auch heller graugrün gefärbten, sehr feinkörnigen, am Bruche fettglänzenden, überaus zähen Glaukonitquarziten („Ölquarzite“). Die Bänke dieser harten Einschaltungen haben Mächtigkeiten von etwa 0.1 bis über 1 m. Rote Tonschiefer kommen vor, scheinen aber keine allzu große Verbreitung zu haben.

Die Glaukonitquarzitbänke zeigen manchmal an der Basis (?) größer sandige Lagen, die Bankunterseiten sind oft bedeckt mit Wülsten und Hieroglyphen. In diesen größeren Lagen wurden ab und zu kleine quersfaserige Splitter von *Inoceramenschalen* eingesedimentiert. Es kommen auch Glaukonitquarzittypen vor, in denen der Sandgehalt auch dem freien Auge deutlicher sichtbar wird, ferner waren bisweilen Übergänge der Quarzite in feine, dunklere Glaukonitsandsteine wahrzunehmen.

Die im Flyschgault so verbreitete schwarze Färbung wird anscheinend durch den großen Gehalt an Pyrit verursacht. Es wurden Stücke gesehen, in denen der Pyrit in größeren Mengen auch mit unbewaffnetem Auge wahrgenommen werden kann. Fossilien, insbesondere Mikrofossilien, pflegen oft pyritisiert zu sein.

Auch das Gault gehört zu den Gliedern des Flyschprofils, die infolge der größeren Verbreitung weicherer Schiefer der Durchbewegung nur geringen Widerstand entgegengesetzt haben. Daher sind die harten Gesteinsbänke sehr oft als harnischüberzogene, teilweise auch kalzitgeaderte Brocken in einem schwarz und graugrün geflammten Schiefertieg aufbereitet.

Von den Schlämmproben der schwarzen und grünen Schiefer konnte keine Auskunft über das Alter erhalten werden. Der Inhalt ist gekennzeichnet durch weiße Kügelchen (Radiolarien?), Pyritkügelchen, oft mit facettierter Oberfläche, Radiolariensteinkerne, entfernt einer winzigen Turmschnecke mit warzigen Verzierungen ähnelnde Pyritsteinkerne und unregelmäßige Pyritkonkretionen — in ihrer Art eigentlich recht charakteristisch.

Eine etwas andere Gesteinsgesellschaft des Gault wurde im ersten Teil dieser Arbeit in den Gräben östlich vom Mayrgraben, nördlich der Siebenbrunner Mühle bis in die Gegend nördlich Ottdorf ziehend, beschrieben. Es war eine Folge, reich an zirka 1—3 dm mächtigen Bänken hellgrauer, zum geringeren Teil auch dunkelgrauer dichter harter Kalkmergel mit Zwischenschichten dunkelgrauer Mergel und Schiefer und eingestreut Bänken feinkörniger Kalksandsteine, ebenfalls von dunkler grauer Farbe, feiner Bänderung und bisweilen feiner Glimmerbestäubung. Die Mergelbänke werden in einer Richtung gerne etwas schiefrig und dort vor allem entfaltet sich vielfach ein ziemlicher Reichtum an verschiedenen schwärzlichen Chondriten. Im übrigen Teil der Bänke sind sie seltener und außen als schwarze Fleckchen sichtbar.

Trotz intensiver Suche konnten bis jetzt keine Fossilien gefunden werden. Die Schlämmproben erhielten aber wiederum durch weiße Scheibchen, dann oft facettierte oder einfache Pyritkügelchen (Radiolarien?), Pyritkonkretionen, seltene Fischzähne u. dgl. ein charakteristisches Gepräge.

Nicht zu vergessen sind die Brekzien, die ich hier allerdings nie mehr in ungestörtem Verband mit den Gaultgesteinen, aber immer mit ihnen zusammen beobachtet habe. Mehrere Typen lassen sich unterscheiden: die grünen Brekzien, die eigentlich bisher hier nur im Scheiblgraben-Gault gefunden wurden, dann dunkle Brekzien mit kieseligem oder kalkigem Bindemittel und schließlich heller gefärbte, zum Teil bunte Brekzien von Neocomcharakter. Die grünen Brekzien in größeren Abarten, deren Bestandteile haselnuß-, ja auch fast wallnußgroß werden können, bestehen aus grünlichen und bräunlichen Kalk- und Mergelstücken, viel Quarz, etwas Glimmerschiefer, Feldspat und häufigen graugrün bis lebhaft grün gefärbten

Tonflatschen, die offenbar zum Bindemittel gehören. Auch graue, etwas sandige Flasern sind nicht selten. Das Bindemittel ist kalkig. Sie gehen in feinere Arten über, in denen Quarz die Oberhand bekommt und das Bindemittel kieselig wird (Dünnschliffbeschreibung siehe Seite 129). Sehr wahrscheinlich sind sie mit hell gefärbten Glaukonitquarziten verbunden.

In dunkelgrünlichgrau gefärbten Brekzien mit kieseligem Bindemittel gewahrt man zahlreiche, gut oder schlecht gerundete Stücke von dunkel- bis hellergrauen Kalken, Mergeln, oft von grünlicher Färbung, feingebänderten Mergelkalken, viel Quarzkörner, Feldspat, Fragmente von Granitgneis, Glimmerschiefer, Stückchen eines feinkörnigen Eruptivgesteins, meist grüne Tonschiefer u. a., etwas Glaukonit, ganz spärlich Bivalven und Echinodermereste.

Häufiger sind dunkler grünlichgrau gefärbte Brekzien, aber mit kalkigem, glaukonitführendem Bindemittel. Besonders auffallend pflegen darin Fetzen von schwarzgrauen, grauen und graugrünen, selten roten Tonschiefern und Phylliten zu sein, ferner Quarzkörner in größerer Menge, weniger hervortretend Kalifeldspat, Fragmente von Granitgneisen, Grüngesteinen, Porphyry, Glimmer- und Chloritschiefer u. a.

Schließlich kommen noch helle Brekzien vor von bunter Zusammensetzung, deren hervortretendste Komponenten schwarze, grüne, gelegentlich auch hellgraue und rote Phyllite und Tonschiefer sind, ferner heller und dunkler grau gefärbte Kalkstückchen, Quarzkörner u. a. Im Schliff erkennt man noch Feldspäte, Granitgneise, Glimmerschiefer, Reste von Porphyriten und Porphyren, Glaukonitkörner und wenige organische Reste.

Manche der Brekzien gleichen vollkommen denen des Neocoms. Solche Brekzienlagen zeigte mir z. B. Dr. E. Braumüller südlich von Mattsee inmitten von dunklen Gaultschiefern. Diese Brekzien werden mit dem Neocom gemeinsam behandelt werden.

G. Müller-Deile (1940) bezeichnet die dunklen Brekzien als für das Gault charakteristisch.

Mürbsandsteinzone (3)

In der Grenzzone der bunten Schiefer gegen das liegende Gault treten nun gerne Schollen von feineren oder etwas gröberen glimmerigen Mürbsandsteinen auf. Sie sind entweder kompakt oder durch dünne grüne Tonschieferlagen geteilt. In den meisten Fällen scheinen sie tektonisch begrenzt zu sein. An anderen Stellen jedoch ist eine Gesteinsgesellschaft in ihrer Nähe entwickelt, die unbedingt als zu ihnen gehörig betrachtet werden muß. Es sind das graue quarzitisches Sandsteine, etwas gröbere glimmerige Sandsteine, nicht selten mit schwach kieseligem Bindemittel, graue Mergelschiefer und grüne Tonschiefer, alle meist in ziemlich dünnbankiger Ausbildung mit unregelmäßig eingelagerten, etwas dickeren Mürbsandsteinbänken. Ferner dürfte die vom Sausbach beschriebene dünnbankige Folge von durchschnittlich 1—1,5 dm Bänkchen von gebänderten, feinkörnigen Sandsteinen und feinkörnigen, glimmerigen, oft pflanzenhäcksselführenden Sandschieferlagen, mit dünnen Zwischenschichten von dunkelgrauen oder grüngrauen, dann manchmal auch dunkler gefleckten Ton- und Tonmergelschiefern, ferner eingestreuten, 1,5 dm mächtigen, härteren, glimmerigen, etwas gröberen sowie einigen dickeren, feinkörnigen

Sandsteinbänken. In schlecht aufgeschlossenem Zustand mag diese Folge leicht übersehen oder mit anderen Flyschserien verwechselt werden. Die Entscheidung, ob diese Begleitfolge mehr im Liegenden oder Hangenden der Haupt-Mürbsandsteinbänke stratigraphisch einzustufen ist oder einen Übergang zu den bunten Schiefern darstellt, kann ich mangels geeigneter Profile noch nicht entscheiden. Im Gebiete des Kornsteins, westlich vom Almtal, hat es den Anschein, als würde sie eher unter den Hauptsandsteinbänken liegen, als über ihnen. In diesem Falle könnten sie am besten mit den „Unteren bunten Mergeln und Schiefern“ Bayerns verglichen werden.

Die Mächtigkeiten sind wiederum schwer abzuschätzen. Den Hauptmürbsandsteinbänken möchte ich höchstens zirka 20 m Mächtigkeit zuschreiben, die gesamte Serie wird vielleicht 50—70 m mächtig sein.

Die Sandsteine sind Quarzsandsteine mit etwas Feldspat, Glimmerblättchen und oft auch etwas Pflanzenhäcksel. Das Bindemittel ist kalkig. Sie sind denen der mürbsandsteinführenden Oberkreide außerordentlich ähnlich und im Handstück gelang es mir bisher nicht, sie zu unterscheiden. Aber in der Mehrzahl der Fälle läßt die umgebende Gesteinsgesellschaft, in unserem Falle bunte Schiefer und Gault, eine eindeutige Entscheidung zu.

Unser Mürbsandsteinniveau entspricht dem „Reiselsberger Sandstein“ Bayerns (M. Richter 1939, M. Richter und G. Müller-Deile 1940) bzw. dem „Hauptflyschsandstein“ (E. Kraus 1932). Dieser Name erscheint aber für unser Gebiet in Anbetracht der recht untergeordneten Rolle nicht günstig. Er wird ins Cenoman eingestuft. In unserem Gebiet gelangen keine Fossilfunde, die entscheidende Altershinweise zu liefern vermögen. Die Mikrofauna aus den Begleitgesteinen bestand in der Hauptsache nur aus *Reophax placenta* Grzyb. und häufigen Radiolarien.

Ebenfalls nicht ganz geklärt ist die Frage, ob etwa noch zwischen Gault und der Mürbsandsteinzone bunte Schichten auftreten, jedoch sprechen meine Beobachtungen eher dagegen.

Unter dem Gault liegt noch

Neocom (1)

Es liegt leider meist nur sehr selten und dann in tektonisch außerordentlich gestörtem, „Klippen“ ähnlichem Zustand vor. Das einzige, ein wenig ausgedehntere Vorkommen des behandelten Gebietes befindet sich im Scheiblgraben, westlich Steinbach am Ziehberg. Es muß uns als Muster dienen.

Das Flysch-Neocom des Scheiblgrabens besteht aus nicht sehr harten, grauen Mergeln, mit Bänken bellgrauer bis gelblichgrauer, bisweilen ein wenig gefleckter, harter Mergelkalke, die denjenigen des kalkalpinen Neocoms ähnlich sind. Sie enthalten ziemlich mächtige Bänke eines spätig glitzernden Sandsteins von hellgrauer Farbe, der nach der einen Bankseite zu feiner wird, nach der anderen aber in eine helle, dunkel gefleckte Brekzienlage übergeht. Letztere enthält in sandig-kalkreichem Bindemittel Mergelbrocken mit *Calpionella alpina* Lorenz, die aber vielfach in noch wenig verfestigtem Zustand aufgearbeitete Neocommergel zu sein scheinen, ferner Kalkstückchen, dunkelgraue, bisweilen grünliche Tonschiefer, grüne und blaßgrüne Tonschmitzen, Quarzkörner, etwas Feldspat, spätige Echi-

nodermerreste und kleine Bivalvenreste. Im Dünnschliff waren weiter zu erkennen: Gneis, Chloritschiefer, Phyllit, Diabas, verschiedene Foraminiferen u. a. Aptychenfunde in ganz entsprechenden Gesteinen sowie die leider nicht bestimmbarcn Bruchstücke lamellöser Aptychen im Mergel — im ersteren Fall handelt es sich um *Lamellaptychus seranonis* (Coqu.) — ist das Neocom hinlänglich hewiesen. In den Mergeln kommen nicht häufig *Stomiosphaeren* und *Cadosinen* vor. In seltenen Fällen hat es den Anschein, als gehörten seltene Exemplare von *Calpionella alpina* als Fossil, nicht in einem Gerölle zur Brekzie.

An anderen Stellen sind höchstens noch Blöcke der Brekzien als Reste des Neocoms kenntlich. Ob graue Mergel, wie etwa im oberen Edlgraben, in deren Nähe noch keine anderen charakteristischen Neocomgesteine, wohl aber Gault festgestellt werden konnten, zum Neocom gehören, muß dahingestellt bleiben. Als tiefstes Schichtglied des Flysches ist infolge des unmitelbarsten Angriffes tektonischer Kräfte das Verschwinden oder die zumindestens sehr starke tektonische Reduktion des Flyschneocoms durchaus verständlich.

Schichten dieser Art werden von M. Richter als „Tristelschichten“ auch in unseren östlichen Gebieten angesprochen. In Bayern besteht, wie der Literatur zu entnehmen ist, ein Übergang zwischen Neocom und Gault. Zu dieser Frage aus den Erfahrungen unseres Gebietes Stellung zu nehmen, ist unmöglich. Es bleibt hier nichts anderes übrig, als Schichten vom Typus Scheiblgraben als Neocom, die Schichten mit vorwiegend schwarzen Schiefem als Gault auseinanderzuhalten und den dabei möglicherweise unterlaufenden, aber sicher nicht großen stratigraphischen Fehler in Kauf zu nehmen.

Was die Brekzien betrifft, so scheint sich die Geröllzusammensetzung der klastischen Bildungen im Neocom und Gault nicht wesentlich zu unterscheiden. Außerdem mag bemerkt werden, daß in dem beschriebenen Gebiet nirgends die Notwendigkeit besteht, einen Teil der beobachteten Brekzien als eozäne „Dürnbachbrekzien“ (vgl. M. Richter und G. Müller-Deile 1940 und G. Müller-Deile 1940) von denen des Neocom-Gault zu trennen.

Eine Tabelle (Seite 162 ff) möge die Gliederung und Vergleichsmöglichkeiten unseres Flysches veranschaulichen. Gleichzeitig ist auch die Schichtfolge des Helvetikums dazugesetzt, um die Verschiedenheit der beiden Schichtserien zu verdeutlichen.

Im Anschluß an die Darstellung der Stratigraphie verdient noch ein Umstand einen besonderen Hinweis, der bei schlechten Aufschlußverhältnissen mitunter zu stratigraphischen Fehldeutungen führen kann, nämlich die durch starke Durchbewegung verursachten Veränderungen der Gesteine. Dabei habe ich als Musterbeispiele die stark tektonisierten Vorkommen aus der Zementmergelserie des Grüngrabens, u. zw. das östlich P. 608 m und das etwa 0-5 km weiter taleinwärts gelegene im Auge. Besonders beim letzteren Vorkommen ist deutlich zu sehen, wie die feinkörnigen Kalksandsteine der Zementmergelserie bei mäßiger Beanspruchung nur zertrümmert und von Kalkspatadern durchschwärmt werden, bei stärkerer Beanspruchung jedoch dunklere Färbung und rissige Beschaffenheit (bei verwitterten Oberflächen) annehmen. Es kommt offenbar unter verstärktem

Druck zu einer Mobilisation von Lösungen, anscheinend besonders der Kieselsäure, die sich dann im Bindemittel verteilt, dieses verdichtet und damit die dunklere Farbe hervorruft. Diese wirkt im Kontrast mit den weißen Spatadern noch dunkler, ganz besonders in feuchtem Zustand. Es entstehen auf diese Weise Gesteinstypen, die in einzelnen Stücken leicht fälschlich als Gault betrachtet werden können. Dazu kommt noch, daß auch die Mergelschiefer in heftig gequetschtem Zustand dunklere Farbtonung erhalten können. Z. B. war ich bei dem nördlicheren der genannten Vorkommen längere Zeit im Zweifel über seine Zuordnung.

Die Beispiele sollen zeigen, daß also außer den weit im Flysch verbreiteten diagenetischen Verkieselungen auch solche vorkommen können, die durch heftige tektonische Einwirkungen verursacht worden sind.

Aus den mannigfachen Problemen des Flysches soll nur folgendes herausgegriffen werden: In den bisher untersuchten Dünnschliffen von Flyschgesteinen wurden neben den sedimentären Komponenten in reichlichem Maße kristalline Schiefer und Erstarrungsgesteine festgestellt. Einerseits handelt es sich um überwiegend Gneisgranite und Granitgneise, Glimmerschiefer, Phyllite, andererseits auch um Quarzporphyre, Porphyrite, seltener um Diabase, wobei unter den ersteren ein nicht geringer Teil mehr minder starke tektonische Beanspruchung zeigt, so daß diese z. T. als Porphyroide anzusprechen sind. Aus Granitgneisen und Porphyroiden stammen die perthitischen Kalifelspäte (oft Mikrokline), die oft heftig verzahnten und undulös auslöschenden Quarzkörner und die ebenfalls vorkommenden „gefüllten“ Plagioklase. Manchen Quarzkörnern sieht man die ehemaligen Porphyroquarze noch deutlich an. Dagegen konnte ich bisher kein Gestein sicher moldanubischer Herkunft, wie etwa Granulit oder Cordieritgneis nachweisen. Es dürfte also feststehen, daß das Einzugsgebiet des Flyschmeeres ein alpines, aber kein moldanubisches war.

Angaben über die Schüttungsrichtung dieses Materials machen zu wollen, wäre allerdings noch verfrüht.

Ein Umstand, der noch einer Klärung bedarf, ist die eigentümliche Faziesfolge im Flyschprofil, u. zw. die Folge (Gault) — Mürlsandsteinzone — bunte Schiefer — Zementmergelserie — bunte Schiefer — mürlsandsteinführende Oberkreide. Auffällig ist dabei, daß die bunten Schiefer hier die Grenzregion zwischen vorwiegend gröber und vorwiegend feiner sandiger Sedimentation bevorzugen. Es ist dabei die Frage, ob nicht eben an diesen Übergang der Faziesbereiche Bedingungen geknüpft sind, die die Bildung bunter Schiefer begünstigen, oder ist es nur Zufall? Von den Faziesbedingungen der bunten Schiefer zu denen des Gault scheint nur ein kleiner Sebritt zu sein, wie die Rekurrenz von Gaultfazies innerhalb der höchsten bunten Schiefer andeutet.

Eine fazielle Bedingtheit der bunten Schiefer an der Grenze von vorwiegend feiner und gröber sandiger Sedimentation ließe auch an die Möglichkeit denken, daß die geringe Mächtigkeit der Zementmergelserie in den nördlicheren Gebieten der Flyschzone und die dort offenbar größere Mächtigkeit der Schichten der mürlsandsteinführenden Oberkreide im Vergleich zu der großen Mächtigkeit der Zementmergelserie im Südteil nicht nur auf tektonische Verminderung derselben infolge des Deckenschubes zurückzuführen ist, sondern daß vielleicht auch die bunten Schiefer im Hangenden der Zementmergelserie im Süden ein höheres und nach Norden fortschreitend

ein immer tieferes stratigraphisches Niveau einnehmen. Ob dieser Gedankengang möglich ist, kann sich erst im Rahmen weiträumigerer Betrachtung herausstellen.

2. Zur Schichtfolge des Helvetikums

Eine Gliederung des Helvetikums begegnet in unserem Gebiete meist großen Schwierigkeiten infolge der heftigen Verschuppung und der damit verbundenen tektonischen Ausdünnung und Unterdrückung von Schichtgliedern in den insgesamt oft nur schmalen und überdies oft nicht allzu gut aufgeschlossenen Vorkommen. Bei Zusammenfassung der Beobachtungen aus dem ganzen Gebiet zwischen Traun und Krems konnten trotzdem bereits wesentliche Ergebnisse erzielt werden.

Der Schlüssel zur Auflösung der Stratigraphie liegt in der eindeutigen Feststellung des Alters der häufig auftretenden dunkelgrauen, bisweilen auch leicht grünlich getönten Fleckenmergel und schwarzen Mergel, die wegen ihrer weichen Beschaffenheit oft schlecht aufgeschlossen sind und am meisten im ganzen Helvetikum zu Rutschungen neigen, als Unterkreide. Diese Feststellung gelang einerseits durch die sehr charakteristische Foraminiferenfauna, in der für Unterkreide bezeichnende Formen, wie *Anomalina lorneiana* (d'Orb.), *Bigenerina complanata* (Rss.) auch *Rhabdogonium excavatum* Rss., *Gyroidina micheliniana* (d'Orb.) auftreten, begleitet von der häufigen *Globigerina cretacea* d'Orb., ferner von *Clavulinoides parisiensis* (d'Orb.), verschiedenen *Cristellarien* und manchen anderen Formen, wogegen Globotruncanen fehlen. Unabhängig davon wurden andererseits aus den schwarzen Mergeln stammende Ammoniten und ein Belemnit aus dem Greisenbachgebiet nördlich Viechtwang als Unterkreide bestimmt. Die Liste der bisher bestimmten Formen enthält: *Phylloceras Thetya* d'Orb. (= Ph. Mausoni Oost.), *Desmoceras difficile* (d'Orb.), *Hamulina subcylindrica* d'Orb., *Desmoceras* sp., und *Hibolites pistillirostris* Pavlov. Sie weisen alle auf Hauterive-Barrême. Für die Bestimmung danke ich den Herren O. Kühn und F. Trauth.

In demselben Greisenbachgebiet, wo diese dunklen Unterkreidemergel breiter ausstreichen, sind in ihnen keine klastischen Einschaltungen, wie etwa Glaukonitsandsteine oder -quarzite, enthalten. In seltenen Fällen wird höchstens das Gestein ein wenig feinsandiger und fester und erhält eine feine Schichtung. Allerdings kann das völlige Fehlen bemerkenswerterer klastischer Einschaltungen derzeit noch nicht mit Sicherheit behauptet werden. An verschiedenen Stellen innerhalb des Helvetikums auftretende schwarze Schiefer und glasige Glaukonitquarzite erachte ich wegen ihrer sehr guten Übereinstimmung mit Flyschgault als eingeschupptes Flyschgault. Übrigens konnte ich in diesen Unterkreidemergeln bisher auch keinen Glaukonit beobachten. Eine große Rolle hingegen spielt der Pyrit als Ursache der Schwarzfärbung.

Daraus ergibt sich, daß — soweit bisher bekannt — die Unterkreide unseres Helvetikums in einer anderen Art ausgebildet ist, als beispielsweise die östlichste in Bayern bekannte Unterkreide, in der Barrémien und nnt. Aptien als Drusbergschichten und Schrattenkalk, das Gault als glaukonitreiche, teils kalkige, teils sandige Schichten ausgebildet ist (M. Richter, A. Custodis usw. 1939). Der beobachtbare Übergang der dunklen Fleckenmergel in das hangende Cenoman läßt nämlich vermten, daß in

ihnen auch die über dem Barrême liegenden Unterkreidestufen, wahrscheinlich in geringer Mächtigkeit, enthalten sind.

Gelegentliche Einschaltung weniger heller, grauer Fleckenmergelkalkbänke in den dunklen Fleckenmergeln bezeichnet den Übergang in die Cenomane Mergelkalkzone, die rasch mit einem Stoß von meist fuß- bis über halbmetermächtigen Bänken grauer bis grauweißer kompakter fleckiger Mergelkalke mit Zwischenschichten weicherer hellgrauer Fleckenmergel beginnt. Im unteren Teil enthalten diese Zwischenschichten noch oft bis zirka 2 dm mächtige Lagen der dunklen Fleckenmergel, die aber nach oben schnell an Mächtigkeit abnehmen und sehr bald aussetzen. In höheren Teilen werden nun auch die Mergelkalkbänke und ihre Zwischenlagen immer weißer, bisweilen auch etwas grünlichweiß, die Flecken verschwinden ebenfalls, sowohl in den Mergelkalkbänken, als auch in den trennenden Mergelschichten. Die schwer abzuschätzende Mächtigkeit des Schichtpaketes dürfte 30 m kaum übersteigen, eher geringer sein.

Schlammproben aus diesem Komplex ergaben bereits charakteristische Globotruncanenfaunen mit *Globotruncana helvetica* Bolli, *G. ticinensis* Gandolfi, auch *G. appenninica* Renz, begleitet von *Globigerina cretacea* d'Orb. und einer größeren Anzahl anderer Formen. Die Globotruncanen erweisen das Alter der Schichten als Cenoman bis Unterturon. Sie sind altersmäßig dem Seewerkalk des westlichen Helvetikums zu vergleichen. *Inoceramen*reste sind selten.

Vergleichen wir unsere Schichten aber nach dem Schichtbestand mit dem Seewerkalk, wobei wir uns wiederum auf die sich auf ein nicht allzu weit liegendes Gebiet beziehenden Angaben von M. Richter, A. Custodis usw. (1939) berufen, so ergeben sich ebenfalls wesentliche Abweichungen. Die hier so bezeichnenden Fleckenmergelkalke fehlen dort offenbar, wie auch weiter im Westen. Auch die beschriebene Glaukonitführung in den nnteren Teilen des Seewerkalkes findet hier kein Gegenstück. Die bunte und offenbar mit dem Seewerkalk vergleichbare Ausbildung setzt hier erst in höherem Niveau ein.

Noch ein paar Worte über die Mergelkalke. Die weißen und die grauen sind ziemlich dicht, bei tektonischer Beanspruchung öfter von weißen oder grauen Kalkspatadern durchzogen. Die Flecken der Fleckenmergelkalke sind einerseits mehr diffuse, in ihrer Schattierung nur wenig dunklere Gebilde, anderseits im selben Stück große oder kleine, tintige, scharfbegrenzte Flecken. Sehr eigentümlich sind oft breite, ebenfalls tintige Gebilde, die eine feine, gewinkelte, belle Streifnung erkennen lassen, die, von einer breiten Fläche aus gesehen, oft besenähnlich aussieht. Sie durchziehen das Gestein in verschiedenen Richtungen und können auch knäuelartige Zeichnungen ergeben. Es handelt sich anscheinend um *Taonurus*-ähnliche Gebilde. Mit der Lupe erweist sich der Kalk oft reich an winzigen kugelförmigen Gebilden, die mit Kalzit erfüllt sind und irgendwelche undefinierbare Fossilreste sind. Daneben sind deutliche Foraminiferen scheinbar recht spärlich, meist nur ein paar *Globigerinen* und selten *Globotruncanen*.

Ein rascher Übergang vollzieht sich zu einem Schichtstoß aus schiefriegen, weicheren, hellbraunroten Mergeln mit weißen oder grünlichweißen bis blaßroten oder auch grünlich und blaßrot gefleckten festen Mergelkalkbänken von meist nur 1—2 dm Mächtigkeit. *Inoceramen*reste sind nicht allzu selten, auch Seeigel wurden sporadisch gefunden. Proben solcher

Gesteine mit vorwiegend *Globotruncana linnaeana* (d'Orb.) oder *Gl. lapparenti coronata* Bolli und oft reicherer Begleitfauna mit *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gümbelinen*, *Textularien* u. a. passen somit in Oberturon-Emscher.

Daran schließt sich eine bunte Mergelfolge aus lebhaft bräunlichroten oder rot und hellgrünlich wechselnden, ziemlich weichen, schiefrigen Mergeln. Bisweilen wechseln geringmächtige, etwas kompaktere Lagen mit den schiefrigen. Sie sind am besten als bunte Leistmergel anzusprechen. Die Foraminiferenfaunen sind in allen Fällen recht reichhaltig. Proben mit *Globotruncana ventricosa* White, *Gl. lapparenti coronata* Bolli und *Gl. linnaeana* (d'Orb.) mit reicher Begleitfauna vertreten noch etwas tiefere Stufen der höheren Oberkreide, solche mit *Globotruncana arca* (Cushm.), *Gl. stuarti* (Lapp.), begleitet von *Globigerina cretacea* d'Orb. und zahlreichen anderen Formen, gehören der höchsten Oberkreide (Campan-Maestricht) an. Dieser hohen Oberkreide gehören auch grauweiße Mergel mit reicher Fauna an, in der die genannten *Globotruncanen* von *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gümbelinen*, *Pseudotextularien*, *Planorbulinen*, u. a. auch *Bolivinooides draco* (Marsson), *Reussella Szajnochae* (Grzyb.) und vielen anderen begleitet werden und öfter mit den „Pattenauer Mergeln“ des Helvetikums bei Mattsee verglichen werden (z. B. K. Götzinger 1937 für den Gschlifgraben).

Aus diesen grauen Mergeln stammen die meisten besseren *Inoceramen*-Funde. Unter ihnen ist *Inoceramus salisburgensis* Fugger und Kastner zum Vergleich mit der Flyschoberkreide erwähnenswert.

Nach oben zu wird die Färbung dieser Mergel dunkler grau, auch oft etwas fleckig. Das häufige Vorkommen von *Globotruncana contusa* (Cushm.) jedoch verweist sie zum Unterschied von den Unterkreidemergeln in die höchste Oberkreide.

Sehr seltene Funde (außerhalb dieses engeren Gebietes) von Mergeln mit großen *Globigerinen* und *Globorotalien*, grauweiß, manebmal auch rot gefärbt, sind verdächtig, an die Wende Kreide/Tertiär zu gehören, jedoch ist diese Zugehörigkeit noch nicht einwandfrei geklärt.

In dem Profil der helvetischen Kreide deutet nichts darauf hin, daß die Sedimentation einmal unterbrochen worden wäre. Die im Vergleich zu den mächtigen Flyschschichten geringmächtige helvetische Schichtfolge reicht lückenlos von der Unterkreide bis zum Ende der Kreide.

Darüber folgt Alttertiär.

Das Paleozän ist in Form schwarzgrauer, oft etwas glaukonitischer und meist ein wenig sandiger Mergel entwickelt. Gelegentlich fanden sich schlecht erhaltungsfähige, kreidige Molluscenschälchen. Die Foraminiferenfaunen sind gekennzeichnet durch die Abwesenheit spezifischer Kreideformen, insbesondere der *Globotruncanen*, und die Anwesenheit von Formen wie *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) *bavariana* Cushm., bisweilen auch *Ammoboculites paleocaenicus* (Cushm.), *Spiroplectaminen*, *Vulvulinen*, *Marginulinen* und meist reichlich *Globigerinen*. Die glaukonitreiche mergelig-sandige Ausbildungsform des Paleozäns (plus Untereozän?) im Gschlifgraben ist hier nicht vertreten.

Das Eozän darüber, dessen genaue stratigraphische Horizontierung erst nach Bestimmung der Großforaminiferen erfolgen kann, beinhaltet eine Anzahl verschiedener Gesteinstypen. Unter diesen sind gerade in diesem Gebiete die Lithothamnienkalke stärker vertreten. Die Lithothamnienkalke aus dem Gebiete der Wolfswiese und von Ferstberg bestehen meist

aus Lithothamnienknollen in einer mehr minder hervortretenden grauen mergeligen Masse und führen kleine, meist nur bis zu 0.5 cm große Orbitoiden (*Discocyclus*). Der letztere ist allerdings scheinbar fast frei von Großforaminiferen. Die Kalke dieser Art sind nach der Beschreibung von Traub (1938) und eigener Anschauung recht gut den unteren Lithothamnienkalken des Mattseer Gebietes vergleichbar.

Unterstützt wird dieser Vergleich durch die Verbindung dieser Lithothamnienkalke von Ferstlberg mit einem kalkigen Quarzsandstein, bestehend aus Quarzkörnern, Feldspatkörnern, Glimmer (Biotit, Muskowit), Chlorit, ferner häufig Lithothamnienbruchstücken, Bryozoen, Echinodermenresten u. a. Auch verschiedene andere, meist aus dem Verband gerissene Blöcke kalkreicher Quarzsandsteine, die oft ganz kleine *Nummuliten* enthalten (z. B. bei der Wolfswiese), dürften diesem Quarzsandstein, wahrscheinlich auch dem Quarzsandstein vom Mattseer Gebiet entsprechen. Eine noch nicht geklärte Stellung nimmt der grüne, feinkörnige, glaukonitreiche Sandstein mit Hieroglyphen und seltenen *Discocyclus* und noch selteneren kleinen *Nummuliten* ein. Ein grüngrauer, feinsandig-glaukonitischer „Nummulitenkalk“ mit größeren, bisweilen mehrere Zentimeter großen *Discocyclus* und kleineren und selteneren *Nummuliten* paßt zu diesem Sandstein.

Häufiger kommen auch mergelig-sandige, glaukonitführende Nummulitenkalke vor, die oft sehr reich sind an größeren *Nummuliten* und *Assilinen*, ähnlich den Adelholzener Schichten Bayerns. Dagegen wurden in diesem Gebiete keine eisenoolithführenden Nummulitenkalke, wie etwa bei Reinhthal an der Traun gefunden, die denen etwa des Wartsteins bei Mattsee recht gut entsprechen. Die letzteren vertreten das Lutetien.

Als nächst höheres Schichtglied konnte der weißliche weiche „Stockletten“ auch in unserem Gebiete im Bereiche der Wolfswiese nachgewiesen werden. Er besteht zum größten Teil aus oft großen Globigerinen, dazu kommen noch andere Formen wie *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Pulvinulinella culter* (P. u. J.) u. a. Bei der Wolfswiese wurde in einer Probe auch *Hantkenina alabamensis* Cusbm. nachgewiesen. Er wird nach Schlosser (1928) in das oberste Lutetien eingestuft. Im Gelände ist man bei seiner Auffindung vielfach auf den Zufall angewiesen, weil er sich, besonders in tektonisch stark gestörten Gebieten, von den Kreidemergeln kaum oder nicht unterscheiden läßt.

Mit dem Stockletten in Form eingelagerter Bänke verbunden ist Lithothamnienkalk, der sich von dem schon genannten tieferen durch das Fehlen der grauen Mergelmasse, das regelmäßige Auftreten oft größerer Quarzkörner, die Glaukonitkörner, die auch meist größer sind, sowie das mehr kalksandsteinartige Aussehen unterscheidet. Den Hauptbestandteil bildet eben *Lithothamnien*grus, dazu kommen einige *Bryozoen*, auch *Echinodermen*reste und *Discocyclus*, selten Bivalvenreste. Grünliche Mergelschmitzen von Stockletten kommen darin vor. In Bayern ist dieses Gestein als „Granitmarmor“ bekannt. Das Hauptvorkommen unseres Gebietes befindet sich im Thiergrabengebiet, westlich Steinbach am Ziehberg.

Vermutlich ist der grauweiße Mergel mit den recht seltenen winzigen Glaukonitpunkten und spärlichen Fossilresten an die Basis des Stockletten einzuordnen, jedoch ist das noch unsicher.

Das Auftreten der Eozängesteine, insbesondere der verschiedenen Kalke und Sandsteine, ist in der Regel das aus dem Verband gerissener Schollen

und Schütlinge von oft auch nur sehr geringer Größe. Besser erhaltene Schichtfolgen, die eine genauere stratigraphische Ordnung der einzelnen Glieder erlauben würden, fehlen im engeren Gebiet vollkommen. Wir haben die spärlichen Reste einer einst wohl weiter verhareiteten Sedimentdecke vor uns. Aber die auffallende Spärlichkeit des helvetischen Eozäns im Vergleich zur Kreide gibt mir Anlaß zur Vermutung, daß auch Abtragungsvorgänge, vielleicht vor der Überschiebung des Flysches auf das wahrscheinlich bereits gefaltete Helvetikum, an der Verringerung des Eozäns beteiligt waren.

Was die im Paleozän und Eozän reichlicher eingestreuten klastischen Bestandteile betrifft, ist hervorzuheben, daß auch sie einem dynamometamorphen Gebirge, nicht einem moldanuhischen Bereich entstammen. Gneise spielen darin eine größere Rolle.

Es vollzieht sich also an der Wende von der Oberkreide zum Alttertiär, wohl im Gefolge stärkerer tektonischer Bewegungen, ein Fazieswechsel, indem die offenbar landfernen Foraminiferenschlamm-Ahlagerungen der Kreide von Sedimenten größerer Landnähe, zum Teil mit Lithothamnienriffbildungen im Alttertiär abgelöst wurden. Gleichzeitig steigert sich die Unruhe der Sedimentation sehr wesentlich, deren Ergebnis eine größere Mannigfaltigkeit der teilweise geringmächtigen Schichten ist. Der Stockletten erinnert in seiner Fazies wieder an die Fazies der Oberkreide, allerdings mit dem Unterschied, daß er Lithothamnienriffbildungen enthält.

Ein Ausblick auf ein etwas größeres Gebiet lehrt, daß in bezug auf die Kreide und das Eozän Gleichheit oder wenigstens sehr weitgehende Übereinstimmung herrscht.

3. Das fazielle und tektonische Verhältnis von Flysch und Helvetikum

Nach der eingehenden Kennzeichnung der stratigraphischen Eigentümlichkeiten von Flysch und Helvetikum, die den bedeutenden Gegensatz der beiden auf den ersten Blick deutlich erkennen lassen, soll nun das gegenseitige Verhältnis der beiden Gesteinsfolgen näher beleuchtet werden.

Fassen wir zuerst einmal nur die beiderseitigen Kreidesteine ins Auge. Hier stehen vor allem die Flyschbildungen als verhältnismäßig landnahe Sedimente den sicherlich landferneren Ablagerungen des Helvetikums gegenüber. Am augenscheinlichsten ist der Unterschied in der Foraminiferenfauna ausgeprägt. Die lebensfeindlichen schlammigen Gründe des Flyschmeeres sind auch arm an Foraminiferen. Viele Mergelproben sind überhaupt fossilleer, besonders in der Zementmergelerde und der müßsandsteinführenden Oberkreide. Relativ reicher waren die Faunen der bunten Schiefer, in denen ab und zu auch einige Globotruncanen vorkommen. Aber sonst handelt es sich immer um Sandschalerfaunen. Im Gault sind Radiolarien stärker vertreten. Ein wenig reicher an Foraminiferen scheinen manche Flyschsandsteine zu sein, was vermutlich entweder auf die bessere Durchlüftung, möglicherweise aber auch auf die raschere Einbettung und Schutz vor Auflösung zurückzuführen sein wird.

Dem steht das stets beobachtete Gewimmel von Foraminiferen in den Proben des Helvetikums in allen Kreidestufen gegenüber. Bei Wegschlammern der tonigen Substanzen hleiben im Rückstand fast nur Foraminiferen übrig. Schon daraus ist deutlich zu ersehen, daß es sich bei Flysch und Helvetikum um völlig verschiedene Lebensräume handelt.

Die im Flysch gewaltige Schüttung klastischen Materials fehlt im Helvetikum vollkommen; daher zeigt das letztere die üblicher Weise geringen Mächtigkeiten der Foraminiferenschlammbildungen, wogegen im Flysch die Mächtigkeiten meist groß sind. Die Unterschiede zwischen den foraminiferenarmen, dafür an klastischem Material reichen Flyschserien, gegenüber den foraminiferenreichen und nur an tonigen Bestandteilen reicheren des Helvetikums, sind schon in der Unterkreide vorhanden.

Der naheliegende Vergleich der bunten Schiefer des Flysches mit den bunten Mergeln des Helvetikums ergibt bei näherem Zusehen bedeutende Unterschiede. Während die Mergel des Helvetikums kalkig sind und ihnen jede klastische Einschaltung fehlt, sind die Schiefer des Flysches mit spärlichen Ausnahmen rote und grüne Tonschiefer, vielfach unterbrochen von feinkörnigen Kalksandsteinbänken. Auch schon in der Farbe unterscheiden sich die roten Tonschiefer des Flysches, die in der Regel ein dunkles Braun- bis Violetrot zeigen, von den meist heller braunrot bis hellrot gefärbten helvetischen Mergeln. Letztere erscheinen auch immer etwas sandig — die Körnchen sind die Foraminiferen — die ersten dagegen glatt.

Seitdem uns der Nachweis von Unterkreide und einer lückenlosen Kreideserie im Helvetikum gelungen ist, erübrigt es sich, noch auf jene Hypothesen einzugehen (E. Kraus 1932, 1944), die ein Übergreifen der „Nierentalerschichten“ (wie irrtümlich das Helvetikum oft bezeichnet wird) auf den Flysch zur Grundlage haben. Schon vorher konnte immer wieder die Feststellung gemacht werden, daß keinerlei Schichten vorhanden sind, die einen Übergang von Flysch in Helvetikum darstellen könnten, wie das etwa bei den Nierentalerschichten mit den liegenden Gosauschichten der Zwieselalm bei Gosau der Fall ist, wo im unteren Teil immer spärlicher werdende Sandschichten deutlich genug die stratigraphische Verbindung hezeugen. Selbst die von E. Kraus (1932) angedeutete und von den Verhältnissen am Flyschsüdrand westlich des Traunsees abgeleitete Möglichkeit eines Übergreifens der Schichten des Helvetikums auf Flyschgault ist durch unsere stratigraphischen Ergebnisse als unmöglich herausgestellt. In gleicher Weise ist auch einer Verbindung des Helvetikums mit den Nierentaler Schichten der Gosau, wie es K. Leuchs (1947) tut, jede Stütze entzogen.

Die tektonische Begrenzung der Vorkommen von Helvetikum gegenüber dem Flysch tritt immer wieder klar hervor. Schon allein die Tatsache, daß das Helvetikum in der Regel mit der Unterkreide oder tiefsten Oberkreide des Flysches in enger Nachbarschaft aufzutreten pflegt, veranschaulicht das tektonische Verhältnis der beiden zur Genüge, u. zw., daß der Flysch über dem Helvetikum liegt. Und wenn einmal das Helvetikum an Flyschoberkreide stößt, kann man sicher sein, bei Verfolgung der Grenze an anderen Stellen, auch Gault oder bunte Schiefer nachweisen zu können.

Die von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) vertretene Ansicht von dem fensterartigen Auftauchen unseres Helvetikums unter dem Flysch besteht daher voll zu Recht. Aus dem gegenseitigen tektonischen Verhältnis von Flysch und Helvetikum — Helvetikum durch Flysch (im Oligozän) überschoben — ist zu folgern, daß der Ablagerungsraum des Helvetikums nördlich von dem des Flysches gelegen sein muß. Damit ist auch eine unmittelbare Nachbarschaft der Ablagerungsräume von Helvetikum und den Nierentaler Schichten der kalkalpinen Gosau nicht möglich, weil beide zumindest durch den Ablagerungsraum des Flysches getrennt gewesen sind.

Für die Eozängesteine des Helvetikums besteht vorderhand keine Vergleichsmöglichkeit im Flysch unseres Gebietes.

4. Die exotikaführende Serie

Der Gesteinsbestand ist kurz zusammengefaßt folgender: mergelig feinsandige, feinschichtige Bildungen, öfter mit etwas Pflanzenhäcksel, dünne und harte, oft etwas schichtige und etwas pflanzenhäckselführende Sandsteine feineren Kornes, ferner gröbere Sandsteinbänke mit Glimmer und etwas Pflanzenhäcksel, schließlich kalkige Konglomerate mit exotischen Komponenten. Eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Flysch ist vorhanden, doch werden bei genauerer Betrachtung Unterschiede deutlicher. So sind die feinsten Ablagerungen nicht Mergel, wie im Flysch, sondern mehlsandig-schluffige Bildungen, die in trockenem Zustand an der Oberfläche gerne staubig abfärben. Die Sandsteine enthalten mehr kalkige Komponenten; in verwittertem Zustand treten die Kalkkörner gerne als braune Pünktchen hervor. Am augenfälligsten wird der Reichtum an Kalkkomponenten in den Konglomeraten, in denen Kalke und Dolomite als Bestandteile eine große Rolle spielen. Dazu kommen als Exotika rote, grünliche, auch schwärzliche Quarzporphyre und Porphyre, rötliche, und grünliche Granite, weniger häufig Gneise, Quarzite, darunter solche von unterostalpinem Habitus, Porphyrite, Diabase, Quarz, braunrote Sandsteine u. a. Stellenweise kommen rote Tonschieferlagen vor.

An Sandsteinbänken wurden Wülste, auch Hieroglyphen, manchmal auch fucoidenartige Gebilde wahrgenommen.

Innerhalb der Schichtfolge bevorzugen die Konglomeratbänke die südlichsten Teile und dort werden sie auch am mächtigsten. Im übrigen Teil scheinen aber auch solche Rollblöcke eingesedimentiert zu sein, wie ein Beispiel lehrt, in Verbindung mit Sandsteinen, an deren Basis einzelne Blöcke eingestreut sind.

Das Verwitterungsmaterial dieser Schichten besitzt einen eigentümlich bleigrauen Farbton, in der Nähe roter Schiefer auch mit rötlicher und grünlicher Tönung.

Der Inhalt an Foraminiferen ist durchwegs äußerst dürftig. Höchstens einige *Dendrophryen*, *Trochamminoiden*, *Haplophragmoiden* und *Reophaciden* heberschen das Bild. Dazu kommen verschiedene stäbchen- oder kugelförmige Pyritgebilde, auch glatte oder facettierte Pyritkugeln und einer sehr kleinen Turmschnecke entfernt ähnliche, aber allseits symmetrische Pyrit-Steinkerne (Radiolarien?); es sind ähnliche Gebilde wie im Flyschgault, das Sediment aber ganz anders. Funde brauchbarer Makrofossilien sind noch nicht gelungen. So bleibt vorläufig nichts anderes übrig, als die von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) vorgenommene Einstufung in das Cenoman als sehr wahrscheinlich zu übernehmen. Allerdings käme auch eventuell Gosau in Betracht. Jedenfalls ist diese exotikaführende Serie vom Flysch scharf abzutrennen. Die Deutung als Konglomerate der Flyschbasis im Sinne von G. Geyer halte ich für unrichtig.

5. Skizzierung des tektonischen Aufbaues und von Beziehungen zu Nachbargebieten

Der tektonische Aufbau des Gebietes zeigt folgende wesentliche Züge:

Der Hügel von Magdalenaberg besteht aus gefalteten Schichten von mürbsandsteinführender Oberkreide mit einem nach Osten und Westen

eintauchenden aufgepreßten Kern aus Zementmergelserie. An der Grenze kommen öfter bunte Schiefer vor.

Eine noch enger gestauchte Antikline gehört bereits in den Bereich der Schuppenregion der Seisenburger Zone. Der nördlichste Zug aus Flyschgault und bunten Schiefen mit Zügen von Helvetikum macht ganz den Eindruck eines Sattels, wie er in größerem Maßstab auch als Ausgangsstruktur für die Seisenburger Zone gedacht werden muß. Diese Schuppenzone wird aufgebaut aus Helvetikum, das mehrere Züge bildet, umgeben von Gaultflysch, Bunten Schiefen, Schuppen von Zementmergelserie, Mürbsandsteinen u. a. Gegen Südosten endet unsere Zone etwa in der Gegend des Hagergutes. Wenn auch die schlechten Aufschlüsse dort eine Anzahl von Deutungsmöglichkeiten erlauben, so dürfte die Anschauung, daß es sich hier ebenfalls um das Untertauchen in einer zerrissenen Antiklinale handelt, den Tatsachen am ehesten nahekommen.

Zwischen Sausbach und dem Almtal ist allerdings die Flyschantikline unsymmetrisch, insofern, als dort die Zementmergelschichten des Nordflügels fehlen, also wohl abgeschert sind. Bemerkenswert ist ferner die Gabelung der Seisenburger Zone westlich des Grüngrabens, indem sich ein Keil von Oberkreideflysch dazwischenschaltet. Er trägt synklinalen Charakter, mit überkipptem Südflügel, im einzelnen aber komplizierterem Bau. Dieser ist im Steinbachtal durch die Ausdünnung der Zementmergelserie unter der mürbsandsteinführenden Oberkreide gegen die Tiefe zu besonders deutlich.

Der nördliche Zweig besitzt gegen Westen jenseits des Almtales eine schmale Fortsetzung und endet untertauchend an der Dürren Laudach. Dasselbe gilt für den südlichen Ast, der aber in verhältnismäßig größerer Breite sich bis etwas über den Rehkogelbach hinaus hinzieht und dann sichtlich im Kern einer Antiklinale gegen Westen untertaucht, nm nicht mehr sichtbar zu werden. Dieses Untertauchen ist gleichzeitig auch ein Beweis für die Deckennatnr des Flysches, spezieller des zwischen beiden liegenden Flyschkeiles.

Westlich Inzersdorf biegt die Seisenburger Zone gegen Südosten ab. Diese Richtung wird auch nach ihrem Verschwinden innerhalb der Oberkreidegesteine beibehalten und es wurde schon darauf hingewiesen, daß in dieser Richtung mit einer latenten Fortsetzung zu rechnen ist. Diese vermutete tektonische Linie nähert sich dadurch sehr der weiter im Süden durchziehenden Steinbacher Zone und könnte sich vielleicht mit ihr vereinigen, wodurch eine ähnliche Situation geschaffen wäre wie beim Flyschkeil im Westteil der Seisenburger Zone.

An die Seisenburger Zone ist gegen Süden die antiklinale Flyschfalte des Pernecker Kogels angeschoben. Sie besitzt einen Kern aus Bunten Schiefen, die stark zusammengeschoppt sind. Die im Norden des Kernes gegen die Seisenburger Zone niedertauchenden Schichten der Zementmergelserie scheinen nicht allzu tief hinabzugehen unter die Talsohle, wie die geringe Breite derselben im Grüngraben und die kleinen auftauchenden Antiklinen Bunter Schiefer im Grunde des Sausbachtals andeuten. Die ganze Falte des Pernecker Kogels taucht gegen Ostsüdosten, vorher aus westlicher Richtung in diese Richtung abbiegend, ziemlich steil nieder, begleitet von steilachsiger Faltung der Zementmergelserie und ummantelt von der mürbsandsteinführenden Oberkreide. Gegen Westen jedoch verengt sich der

Kern aus bunten Schiefeln westlich des Grüngrabens rasch zu einer schmalen Platte, die etwa bei Steinfeld den Steinbachtal erreicht. Eine Fortsetzung, die etwa bei Viechtwang zu suchen wäre, ist mir noch nicht genau genug bekannt.

An die am höchsten aufgestaute Falte des Pernecker Kogels sind im Süden noch einige Antiklinalen aus Zementmergelerde und Mulden von mürbsandsteinführender Oberkreide angeschoben. Im Südostteil sind diese Falten so steil und hoch aufgepreßt, daß im Kern noch bunte Schiefer, besonders aber Gaultgesteine, in zum Teil auf weitere Strecken verfolgbaren Zügen auftauchen.

Auch das ganze Faltenpaket des Pernecker Kogels läuft gegen Südosten spitz zu bis in die Gegend von Ottdorf. Hier erzeugt das Aufeinandertreffen des SSO-Streichens des Nordteils mit dem O—W. bis OSO-Streichen des Südteiles verwickeltere Strukturen. Auch gegen Westen tritt zwischen dem Südast der Seisenburger Zone und der Steinbacher Zone bei Scharnstein eine Verschmälerung um die Hälfte der größten Breite ein.

Die Steinbacher Zone im Süden ist ein schmal aufgeschuppter Streifen von Gaultflysch, Bunten Flyschschiefern und Helvetikum, im Scheiblgraben auch Flysch-Neocom. Das Helvetikum reicht von Westen her nur bis Steinbach am Ziehberg. Im Süden wird die Steinbacher Zone meist unmittelbar von der exotikaführenden Serie begrenzt. Daß es sich aber trotzdem in der Aulage um eine antiklinale Struktur wie auch bei der Seisenburger Zone handelt, beweisen die zerrissenen Schollen von Oberkreideflysch (Zementmergelerde), die in einer durchbrochenen Reihe ein Stück weit den Südrand begleiten. Daraus folgt aber, daß auch die Steinbacher Zone, insbesondere das Helvetikum darin, ebenfalls fensterartig auftaucht.

Die Scharung am Kalkalpenrand im Kremstal wird somit von einer wesentlich stärkeren des Bauelementes des Pernecker Kogels begleitet, die in der Übersichtskarte von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) nicht in der tatsächlichen Schärfe zum Ausdruck kommt.

Die im Süden begleitende exotikaführende Serie bildet einen wechselnd breiten Streifen. Östlich Scharnstein einige 100 m breit austreichend, setzt sie am Gsollattel ein Stück weit aus, um im Thiergraben neuerlich anzuschwellen. Offenbar ist die Überschiebung der Hochsalmtrias eine diskordante. Südlich Steinbach am Ziehberg schwillt sie zu größter Breite an, dann prellen die kalkalpinen Triasgesteine plötzlich an einer Querstörung um zirka 0.75 km nach Norden vor. Bemerkenswerterweise hat dieselbe Störung innerhalb der Flyschzone und auch am Nordrand der exotikaführenden Serie nur eine geringe Querverschiebung verursacht. Man könnte das als ein Zeichen engeren Zusammengehens der exotikaführenden Serie mit den Kalkalpen werten. Allerdings könnte auch derselbe Effekt durch steile Stellung von Flysch und exotikaführender Serie gegenüber sehr flacher Lagerung der Trias bei Vorhandensein einer vorwiegend vertikalen Bewegung an der Störung zustande kommen. Jedenfalls aber halte ich die exotikaführende Serie für ein zu den Kalkalpen gehöriges Element.

Wir können als das Ergebnis dieser Betrachtungen u. a. folgendes festhalten: Der stark gestörte Zustand des Helvetikums, seine häufige Verschieferung unter Ausscheidung von Kalzit, ferner die heftigste Verschleifung und Verringerung, die es selbst, wie auch die begleitenden Gesteine des Flyschgaults und der Bunten Schiefer erlitten haben, sind untrügliche

Zeichen dafür, daß das Helvetikum und die es unmittelbar begleitenden Flyschgesteine einen wesentlichen Teil der tektonischen Bewegungen in der Flyschzone auszuhalten hatten, sie also einen Haupt-Gleithorizont darstellen. Der von E. Kraus (1944) vertretenen Behauptung, daß das Helvetikum — er bezieht sich speziell auf den Gschlifgraben — keine wesentliche tektonische Beanspruchung erlitten hätte, muß ich entschieden widersprechen. Es ist das mit ein Beweis für die aus der ganzen geologischen Situation zu folgernde deckenförmige Überlagerung des Helvetikums durch den Flysch.

Während also der Flysch als Ganzes als Decke zu betrachten ist, kann in unserem Abschnitt von einem richtigen Teildeckenbau innerhalb der Flyschdecke kaum gesprochen werden. Daß Überschiebungen vorhanden sind, hat die Erforschung wohl ohne Zweifel ergeben, aber die Überschiebungsweite ist nur recht gering zu veranschlagen, wie die Übergänge der Überschiebungen in Antiklinalen anzeigen.

Wahrscheinlich ist das Helvetikum bei der Überschiebung durch den Flysch in Schollen zerrissen worden. Das geht aus seiner Verbreitung hervor. Ob und wie weit das Helvetikum seinerseits noch über Schlierahlagerungen des Vorlandes überschoben ist, darüber waren keine Anhaltspunkte zu gewinnen. Ein Nachweis von etwa aufgeschupptem sicherem Schlier ist bisher nicht gelungen.

Sehr auffällig ist der Umstand, daß in dem ganzen Abschnitt zwischen dem Alm- und Kremstal keine „Klippenzone“ auftritt, wo eine solche doch weiter westlich im Gschlifgraben am Traunsee vorkommt und in schöner Entwicklung bis unmittelbar an das Almtal heranstreicht. Das einzige, das eine Ähnlichkeit mit einer „Klippe“ hat, ist das Vorkommen von weißem Kalk und Neocommergel östlich von Scharnstein. Jedoch handelt es sich dabei möglicherweise um einen richtigen kalkalpinen Schübling, denn allem Anschein nach liegt das Vorkommen bereits über der exotikaführenden Serie und unter der Trias der Hochsalmgruppe. Dagegen sind mir die Porphyre der exotikaführenden Serie im Raume zwischen Alm- und Traunau wiederum noch nicht begegnet, was schon O. Abel (1909) hervorhebt.

Die Klippenzone westlich des Almtales strebt sichtlich mehr in die Richtung zum „Grünauer Fenster“ (R. Brinkmann 1936), wo beispielsweise dieselben dunkelgrauen Liasbreccien vorkommen, wie im Gschlifgraben. Damit soll gesagt werden, daß der Kalkalpennordrand an der Hochsalmgruppe ein anderes Aussehen hat, wie westlich des Almtales. Die Frage des Grünauer Fensters wird an dieser Stelle nicht eingehend erörtert werden. Es soll nur darauf hingewiesen werden, daß ich östlich Grünau bunte Schiefer, Mürlsandstein und Gault in gleicher Ausbildung wie in der Flyschzone, auch mit den gleichen Mikrofaunen aufgefunden habe. Übrigens anerkennt auch E. Kraus (1944) die Flyschnatur dieser Gesteine, obgleich er sie anders deutet. Ferner haben die vom Graben westlich vom Gsollsaattel, östlich Scharnstein erwähnten Schüblinge von weißem Quarzit und Ophicalcit ihre genauen Gegenstücke ebenfalls gleich östlich Grünau, wo sie die Flyschgesteine begleiten. Schließlich existiert der von G. Geyer auf Blatt Kirchdorf kartierte geschlossene Kalkalpennordrand nördlich Grünau nicht, auch nicht in der von R. Brinkmann (1936) gezeichneten gemilderten Form, so daß recht gut eine fast unmittelbare Ver-

bindung der Flyschgesteine von Grönau mit denen weiter nördlich hergestellt werden kann. Es ist daher besser, von einem „Grönauer Halbfenster“ zu sprechen.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß diese Deutung der Verhältnisse bei Grönau sowie die Feststellung, daß die beiden Seiten des Almtales in der Flyschzone, insbesondere die beiderseitigen Fortsetzungen der Äste der Seisenburger Zone sich sehr gut entsprechen, darauf schließen läßt, daß eine Querstörung im Almtal, wie sie auf der Übersichtskarte zur Arbeit von M. Richter und G. Müller-Deile (1940) eingezeichnet ist, nicht existiert oder zumindestens gänzlich unbedeutend ist. Überhaupt waren Querstörungen größeren Ausmaßes in diesem Bereich der Flyschzone nicht aufzufinden. Eine Anzahl kleinerer ist in unserer Karte verzeichnet; vielleicht sind einige kleinere noch übersehen worden, was bei der nicht immer guten Aufgeschlossenheit immerhin passieren kann.

6. Über einige bei der Kartierung gemachte Erfahrungen

Eine der wichtigsten und auch von anderen im Flysch arbeitenden Geologen bestätigte Erfahrung ist die, daß es in erster Linie auf die Gesteinsgesellschaft ankommt, wenn es gilt, die einzelnen Schichtglieder des Flysches zu unterscheiden. So kommen z. B. in der Zementmergelserie und in der mürbsandsteinführenden Oberkreide gleiche Kalksandsteine vor und auch die Mergel haben oft größte Ähnlichkeit. Es kommt auch vor, daß in der mürbsandsteinführenden Oberkreide Schichtpakete ohne die für sie bezeichnenden Mürbsandsteinbänke liegen, was bei Zurechnung zur Zementmergelserie tektonische Komplikationen vortäuschen kann, die nicht vorhanden sind. Aber viel öfter noch sind die Mürbsandsteine wegen ihrer leichteren Angreifbarkeit durch Verwitterung im Vergleich zu anderen Gesteinen der gleichen Serie am schlechtesten sichtbar, vielfach nicht erkennbar, wogegen etwa die festeren Kalksandsteine das Bild beherrschen. Die Suche nach den Mürbsandsteinen ist daher zur Feststellung der Gesteinsgesellschaft wesentlich.

Ein anderer Fall sind die Bunten Schiefer. Oft entziehen sie sich der Beobachtung, verraten sich aber gerne durch die Rutschendenz und bei genauester Suche wird man meist ein paar Splitterchen der Tonschiefer auffinden können. Oft liegen nur die dünnen Kalksandsteinplatten und Platten mit rissiger Oberfläche herum. Zwar kann man vielfach die kleinen Hieroglyphen heobachten und kann dann ziemlich sicher sein, Bunte Schiefer vor sich zu haben. Bei stärkerer Verwitterung dagegen könnte man manchmal meinen, bei nicht kieseligen Platten Teile mächtigerer Kalksandsteinhänke vor sich zu haben, worin man dann hestärkt werden kann, wenn in den bunten Schiefen auch mächtigere Kalksandstein- oder sandige Mergelkalkbänke in etwas größerer Zahl eingeschaltet sind, Gesteine, die bei der im Falle der Unaufgeschlossenheit herrschenden Auslese der härteren Gesteinsarten doppelt auffallen müssen. Leichter noch sind Verwechslungen mit unaufgeschlossener, dünnbankiger Zementmergelbasis möglich, sofern die im allgemeinen ziemlich widerstandsfähigen Mergelplatten der Auflösung anheimgefallen sind. Ähnliche Gesteinstypen, wie in anderen Serien, treten also auch hier auf, die gesamte Gesteinsgesellschaft ist zur Beurteilung eines Schichtgliedes maßgebend.

Unaufgeschlossenes Gault verrät sich fast immer durch Blöcke der glasnigen Glaukonitquarzite und dunklen Quarzite.

Die Mürbsandsteine des Cenomans (Reiselsberger Sandsteine) und die der mürbsandsteinführenden Oberkreide im Handstück zu unterscheiden, ist mir noch nicht gelungen; sie dürfte auch durch mikroskopische Feststellung der Komponenten nicht gelingen. Es muß die Entscheidung, zu welcher Stufe ein Mürbsandstein gestellt werden muß, nach der umgebenden Gesteinsgesellschaft getroffen werden. So werden die cenomanen Mürbsandsteine immer in Nachbarschaft von bunten Schiefern und Gaultflysch zu suchen sein, während die der Oberkreide inmitten von Mergeln und dunkleren Tonschiefern mit grauen oder blaugrauen feinkörnigen Kalksandsteinbänken liegen, die denen der Zementmergelerde teilweise ähnlich sind.

Auch dieses Beispiel lehrt, daß ein Gesteinstypus, aus seinem natürlichen Verbandsgerissen, sehr oft mehrere Möglichkeiten der Zuordnung offen läßt, die Gesteinsgesellschaft vielmehr für die Einstufung maßgebend ist.

Wie schon erwähnt, sind für die Auffindung von bunten Schiefern und Gaultgesteinen morphologische Hinweise, besonders Rutschtendenz, eine willkommene Hilfe. Allerdings ist bei Untersuchungen eines Schiefersteiges, wie er durch tektonische Verschleifung leicht entsteht — die Schilderung der Aufschlüsse spricht öfter davon — insofern Vorsicht geboten, als es sich herausgestellt hat, daß auch die bereits ein Stück weit gerutschten Massen aus einem ähnlichen Schiefersteig bestehen können. Aus einem solchen besteht z. B. die auf der Karte ausgeschiedene Rutschzunge im Westast des Sausbachtals.

Die helvetischen Kreidemergel scheinen, mit Ausnahme der dunklen Unterkreidemergel, eine etwas größere Widerstandskraft gegenüber der Erosion zu besitzen als etwa die bunten Schiefer, zum Teil auch die Mergel des Flysches. So wurden öfter Aufschlüsse helvetischer Mergel in Bachbetten an Stellen gefunden, wo die umgebenden Flyschgesteine, vor allem bunte Schiefer, nur nach dem Verwitterungsmaterial und sonstigen spärlichen Anzeichen festgestellt werden konnten. Die Unterkreidemergel des Helvetikums wiederum sind die tonreichsten Glieder der Schichtfolge und neigen daher am stärksten zu Rutschungen und schlechter Aufgeschlossenheit.

Nur genaueste Kartierung und Kombination der Aufschlüsse führt zu einem einigermaßen richtigen Ergebnis, besonders unter Zuhilfenahme auch morphologischer Beobachtungen. Ein Heransgreifen weniger Profillinien birgt die große Gefahr von Fehldeutungen.

Ich hoffe, mit dieser Arbeit in der Erforschung unserer Flyschzone, die bisher ziemlich stiefmütterlich behandelt worden ist, einen kleinen Schritt weitergekommen zu sein. Aber sehr viel bleibt noch zu erforschen und klarzustellen. Aus diesem Grunde mußte zunächst von umfassenderen Erörterungen regionaler Art, insbesondere der Stellung unserer Flyschzone innerhalb der alpinen Deckensysteme, Abstand genommen werden.

Schriftenverzeichnis

- Abel O.: *Aufnahmebericht*. — Verh. Geol. R. A. Wien 1908.
 Abel O.: *Aufnahmebericht*. — Verh. Geol. R. A. Wien 1909.
 Becker H.: *Über Kartierungen im Flyschgebiet westlich des Attersees*. — Verh. Geol. B. A. Wien 1947.

- Brinkmann R.: Über Fenster im Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — Sitzungsber. der Preuß. Akad. der Wiss., phys.-math. Kl., XXXI., Berlin 1936.
- Commenda H.: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. — Linz 1900.
- Erläuterungen zur geologischen Karte 1:75.000, Blatt Kirchdorf.
- Fraucher K. F.: Das Untereozän der Nordalpen und seine Fauna. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. LI, Wien 1886.
- Fuchs Th.: Kritische Besprechung einiger im Verlaufe der letzten Jahre erschienenen Arbeiten über Fucoiden. — Jahrb. Geol. R. A. Wien 1904.
- Fugger E. und Kastner C.: Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. — Salzburg, Verl. H. Kerber, 1885.
- Geologische Karte Blatt Kirchdorf a. d. Krems (4852). Herausgegeben von der Geol. R. A. Wien.
- Geyer G.: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. — Verh. Geol. R. A. Wien 1910.
- Geyer G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. — Verh. Geol. R. A. Wien 1911.
- Götzinger G.: Neue geologisch-stratigraphische Untersuchungen im Flysch des Wienerwaldes. — Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien 1934.
- Götzinger G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Berichte des Reichsamtes für Bodenf., Wien 1944.
- Götzinger G.: Bericht der Arbeitsgemeinschaft Flysch und Helvetikum. — Verh. d. Geol. B. A. Wien 1947.
- Götzinger G. und Becker H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). — Jahrb. d. Geol. B. A. Wien 1932.
- Götzinger K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm (Vorläufiger Bericht). — Verh. Geol. B. A. Wien 1937.
- Kraus E.: Der bayerisch-österreichische Flysch. — Abhdlg. d. geol. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt, München 1932, Heft 8.
- Kraus E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. d. Ver. f. Landeskunde u. Heimatpflege i. Gau Oberdonau (Jb. d. oberöst. Musealvereins), Bd. 91, 1944.
- Leuchs K.: Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. — Sitzungsber. d. Österr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 156, Wien 1947.
- Lorenz Th.: Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. — Berichte d. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau, Bd. XII, 1902.
- Mojsisovics E. v.: Aufnahmebericht. — Verh. Geol. R. A. Wien 1892.
- Müller-Deile G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilageband 84, Abt. B, 1940.
- Prey S.: Über Aufnahmen im Flysch zwischen Traun und Krems (OÖ.) (Bericht 1946). — Verh. Geol. B. A. Wien 1947.
- Prey S.: Aufnahmebericht aus der Flyschzone von Blatt Kirchdorf (1947). — Verh. Geol. B. A. Wien 1948.
- Richter M.: Die nördliche Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. — Zentralblatt f. Min. usw., Abt. B, 1929.
- Richter M. und Müller-Deile G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau). — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 92, 1940.
- Richter M., Custodis A., Niedermayer J. und Schmidt-Thomé P.: Geologie der Alpenrandzone zwischen Isar und Leitzach in Oberbayern. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 91, 1939.
- Schlosser M.: Die Eozänfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil, Die Faunen des Unter- und Mitteleozän. — Abhandlungen d. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt., Bd. XXX, München 1926.
- Tercier J.: Sur l'extension de la Zone ultrahelvétique en Autriche. — Eclog. geol. Helvet., Vol. 20, 1936.
- Traub F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, Bd. LXXXVIII, Abt. A, Stuttgart 1938.

Stratigraphische Tabelle:

Flyschgliederung im Gebiet des Pernecker Kogels	Alter	zu ver-
		Bayern u. Ober- österreich nach M. Richter usw. (1940)
?	Eozän	
?	Paleozän	
8. Mürbsandsteinführende Oberkreide (Mergel und Tonschiefer, Kalksandsteine, verschiedene Sandsteine und Mürbsandstein- bänke) Nordteil: mächtig, Südteil: weniger mächtig, Gesamtmächtigkeit: jedenfalls mehrere hundert Meter.	Maestricht (?) Campan	Eozän
7. Bunter Schieferhorizont (Grüngrüne und rote Tonschiefer, dünn- plattige, oft rissige Sandsteine, feinkörnig, kalkig) Geringmächtig.	Campan	Bunte Schiefer Glaukonitfüh- render Horizont
6. Zementmergelserie (Mergel, Tonmergellagen, Kalksandstein- bänke) Nordteil: weniger mächtig Südteil: zirka 5—600 m Übergang in	Santon Emscher	Zementmergelserie
5. Dünnbankige Zementmergelbasis- schichten (Graue Mergelschiefer, grünliche Tonschiefer- lagen, Mergelplatten mit grünlichen Chon- driten, dünnplattige Kalksandsteinbänk- chen) Mächtigkeit: einige Dekameter Übergang in		
4. Bunte Schiefer (grüne und rote Tonschiefer, graue Mergel, dünne, oft kieselige Kalksandsteinbänkchen) Mächtigkeit: schwer abzuschätzen, min- destens wenige Dekameter.	Turon	Obere bunte Mergel und Schiefer
3. Mürbsandsteinzone (Mächtige massige oder durch Tonschiefer- lagen gegliederte Mürbsandsteinbänke. Begleitfolge aus grauen Mergeln, grünen Tonschiefern und manchmal kieseligen, glimmerigen Sandsteinbänken, auch weniger mächtige Mürbsandsteinbänke) Mächtigkeit: insgesamt schätzungsweise bis zirka 70 m.	Cenoman Obergault ??	Reiselsberger Sandstein Untere bunte Mergel und Schiefer ?

Flysch und Helvetikum

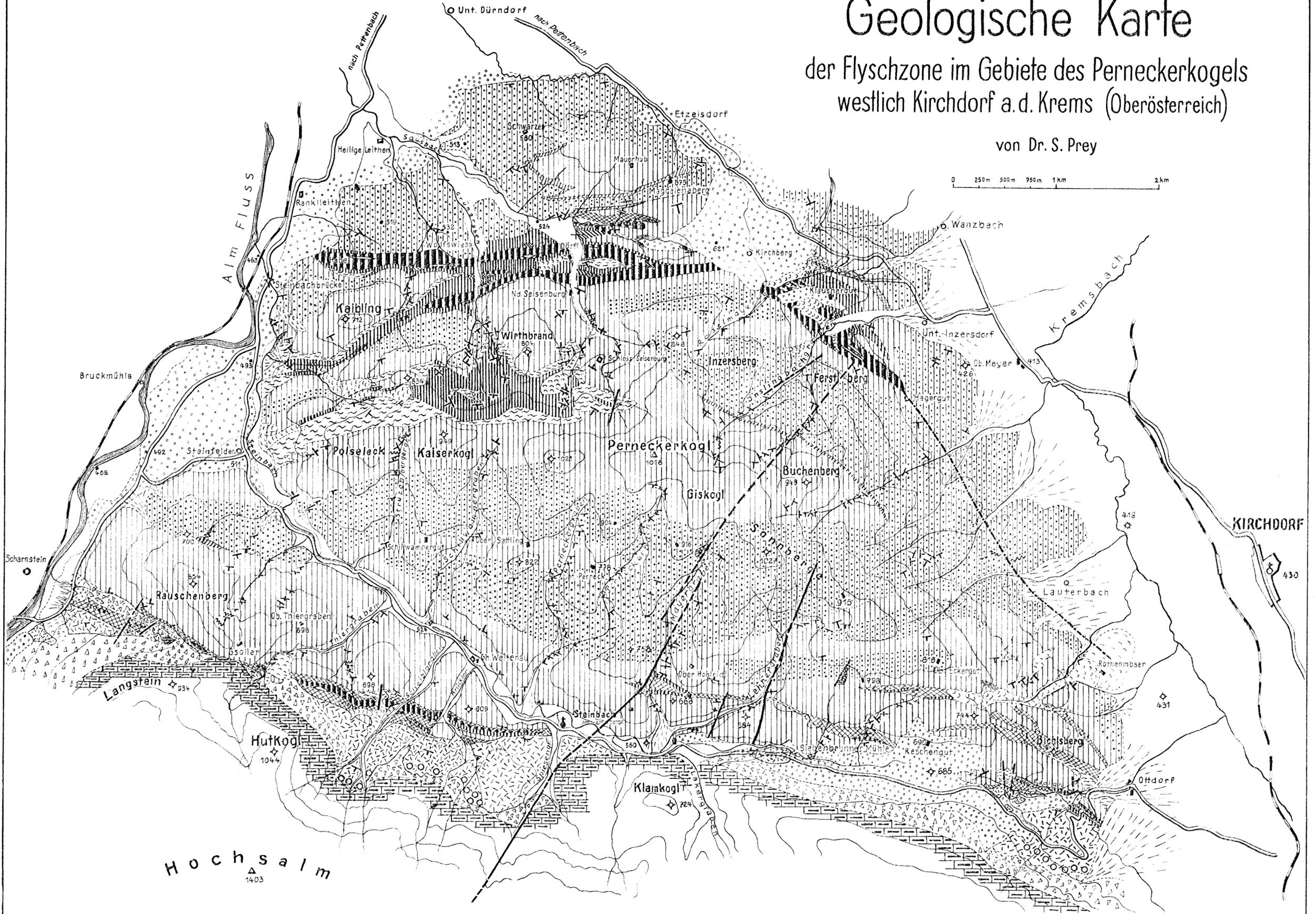
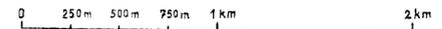
gleichen mit:		Helvetikum
Bayern u. Ober- österreich nach E. Kraus (1944 u. a.)	Wienerwald nach G. Götzinger (1932 u. 1944)	
?	Greifensteiner Sandstein bzw. Laaber Eozän	Stockletten mit Lithothamnienkalk Nummulitenkalk Kalkige Sandsteine Lithothamnienkalk
	Altlangbacher Schichten Sieveringer Sandstein („Seichtwasser- kreide“ Friedls)	Glaukonitische, auch feinsandige Mergel Dunkler graue, etwas fleckige Mergel, über- gehend in hellgraue Hellgraue Mergel
Zementmergelflysch (Birnwangschich- ten zum Teil Ni- vean der Piesen- kopfschichten)	Kahlenberger Schichten	Bunte Leistmergel
Rotschiefer		Übergang in Rote Mergel mit weißen bis blaßroten Bänken
Hauptflyschsand- stein		Übergang in Weiße Mergelkalke und Fleckenmergel- kalke mit Zwischenlagen weicherer Mergel und Fleckenmergel
Bunte Mergel oder Niveau des Ofter- schwanger Flysches		

Flyschgliederung im Gebiet des Pernecker Kogels	Alter	zu ver-
		Bayern u. Ober- österreich nach M. Richter usw. (1940)
<p>2. Gault (Schwarze und grüne Tonschiefer, schwarze dichte Quarzite und glasige Glaukonitquarzite („Ölquarzite“), Glaukonitsandsteine, Kieselkalke, Brekzien, selten rote Tonschiefer. Im südlichen Pernecker Kogel harte Kalkmergelbänke, dunkelgraue feinkörnige Kalksandsteine, graue Tonmergel- und Tonschiefer) Mächtigkeit: unbekannt Übergang in</p>	Gault	Gault
<p>1. Neocom (Graue Mergel und Fleckenmergel, helle Kalkmergelbänke, spätig glitzernde Sandsteine, verbunden mit Brekzien) Mächtigkeit: unbekannt.</p>	Neocom	Neocom Tristelschichten

gleichen mit:		Helvetikum
Bayern u. Ober- österreich nach E. Kraus (1944 u. a.)	Wienerwald nach G. Götzing (1932 u. 1944)	
Quarzitgruppe	(Gault)	Übergang in dunkelgraue weiche Fleckenmergel und schwarze, etwas schiefrige Mergel (zum Teil Barrémien, bis ins Neocom reichend).
Flyschkalkgruppe	Neocom	

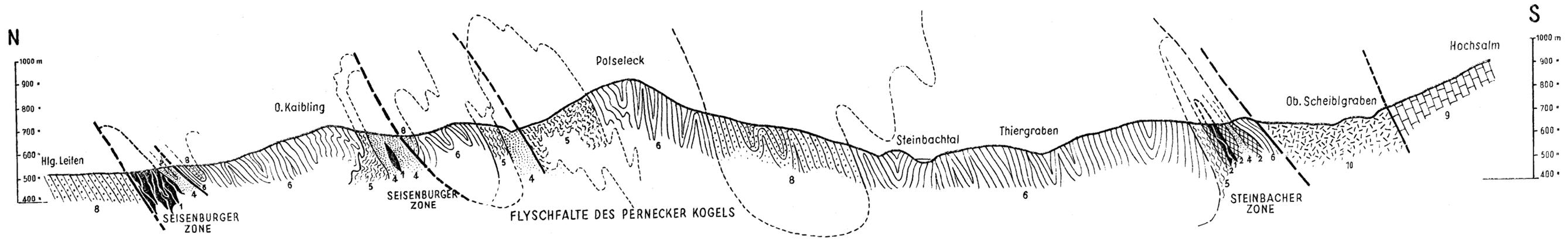
Geologische Karte der Flyschzone im Gebiete des Perneckerkogels westlich Kirchdorf a.d. Krems (Oberösterreich)

von Dr. S. Prey

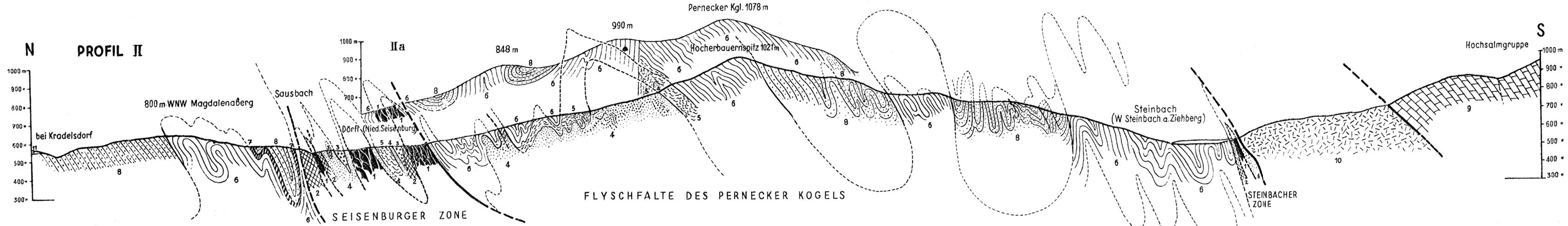


<p>KALKALPEN :</p> <ul style="list-style-type: none"> Kalkalpines Mesozoikum i. A. Weißer Kalk u. Neokom der Klippe O. Scharnstein <p>EXOTIKAFÜHRENDE SERIE :</p> <ul style="list-style-type: none"> Exotikaführende Serie Konglomeratbänke u. größere Anreicherung exotischer Gerölle 	<p>HELVETIKUM :</p> <ul style="list-style-type: none"> Kreidemergel Alttertiär (Paläozän, Eozän) 	<p>FLYSCH :</p> <ul style="list-style-type: none"> Gault-Flysch Neokom-Flysch (im Scheiblgaben) 	<p>UNTERKREIDE :</p> <ul style="list-style-type: none"> Mürsandssteinführende Oberkreide Oberste bunte Schiefer Zementmergelserie Dünnbankige Zementmergelbasisschichten Bunte Schiefer (Turon) Mürsandssteinzone (Cenoman) 	<p>QUARTÄR :</p> <ul style="list-style-type: none"> Alluvium Gröberer Schutt Rutschungen Kalktuff Bachschwemmkegel Diluvium (Moränen, Eiszeitschotter) 	<ul style="list-style-type: none"> horizontale Schichtlage flaches Einfallen mittleres " " steiles " " saigere Schichtstellung stärkere Faltung Querstörungen
--	---	--	--	---	---

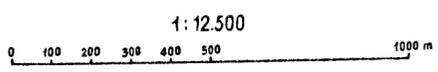
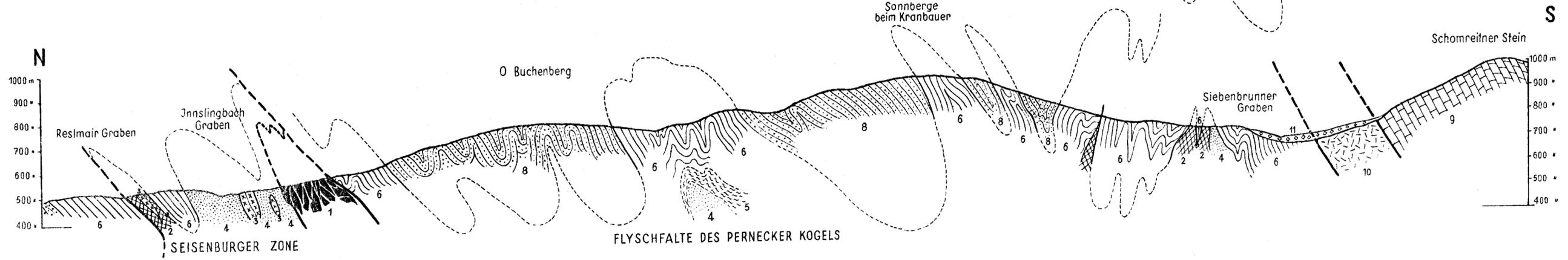
PROFIL I



PROFIL II



PROFIL III



HELVETIKUM: Kriemergel, untergeordnet Alttertiär

FLYSCH: Gaultflysch
 Mürbsandstein u. Begleitgesteine

Bunte Schiefer (Turon)
 Dünnbankige Basis der Zementmergelserie

Zementmergelserie
 Bunte Schiefer

Mürbsandsteinführende Oberkreide

KALKALPEN: Cenoman mit Brekzien (mit exotischen Geröll)
 Trias, hauptsächlich Hauptdolomit

Moräne
 Alluvium

Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes

Von Gerda Woletz

(mit 1 Tafel)

Inhalt

	Seite
I. Einleitung	167
II. Arbeitsgang	169
III. Beschreibung der Minerale	171
IV. Analysenergebnisse	173
1. Lunzer Sandstein (Trias, Karnische Stufe)	173
2. Lias	174
a) Grestener Schichten	174
b) Kalksbürger Schichten	174
3. Unterkreide	174
a) Kaumberger Schichten	174
b) Hauptklippenzone	175
c) Nordzone	176
4. Kalkalpine Oberkreide, Gosau	177
5. Oberkreideflysch	178
a) Kahlenberger Schichten	178
b) Altlenzbacher Schichten	180
6. Klippenhüllflysch der St. Veiter Klippen	183
7. Eozänflysch	186
a) Gablitzer und Laaber Schichten	186
b) Greifensteiner Sandstein	188
8. Flyschaufläufer nördlich der Donau	189
V. Zusammenfassung (Übersicht)	193
VI. Literaturverzeichnis	194

I. Einleitung

Im Zusammenhang mit der intensiven Durchforschung von Flysch- und Tertiärschichten in den letzten Jahrzehnten wuchs die Bedeutung der Feinmethoden für die Charakterisierung der Sedimente. Neben dem schon seit langem mit größtem Erfolg betriebenen Studium der Mikrofauna, das vor allem in pelitischen Sedimenten zu einer präzisen Feinstratigraphie führte, wird neuerdings auch die mineralogische Untersuchung sandiger Absätze zur Kennzeichnung einzelner Schichtkomplexe herangezogen.

Es ist hier aus Mangel an Zeit und an entsprechenden Laboratoriumseinrichtungen nicht möglich, eine umfassende petrographische Untersuchung der Sedimente anzustreben; zahlreiche Eigenschaften des Sedi-

menten, die so viel über seine Entstehung aussagen können, wie Korngrößenverteilung, qualitative und quantitative Zusammensetzung des Gesamtmaterials sowie der einzelnen Körnungen, Verfestigung, Zersetzungserscheinungen und Neubildungen usw. mußten weitgehend unberücksichtigt bleiben und nur die statistische Darstellung der qualitativen Zusammensetzung des Schwermineralinhaltes, die wohl eine Typisierung einzelner Absätze ermöglicht und mitunter Rückschlüsse auf deren Entstehung erlaubt, wurden verfolgt.

Die Mineralkörner, die in der Hauptsache das feinklastische Sediment bilden, sind uncharakteristische Quarzkörner, Calcit, Feldspat und Glimmer. Es werden daher für eine Charakterisierung des Absatzes vorteilhaft die seltenen, accessorischen Minerale, die ein spezifisches Gewicht von mehr als 2.9 haben, also „Schwerminerale“ sind, verwendet. Es sind dies vor allem: Granat, Rutil, Anatas, Zirkon, Korund, Turmalin, Apatit, Brookit, Titanit, Monazit, Zoisit, Epidot, Staurolith, Disthen, Augit, Hornblende, Baryt, Andalusit, Biotit, Chlorit.

Die Schwermineralanalyse ermittelt die im Sediment vorhandene Schwermineralgesellschaft. Das gegenseitige Zahlenverhältnis der verschiedenen Schwermineralmengen zueinander (= das Schwermineralspektrum) bildet die Grundlage für eine Typisierung von Sedimenten. Innerhalb eines einheitlichen Absatzraumes bleibt in Zeiten gleicher Einschwemmungs- und Absatzbedingungen die Zusammensetzung des Detritus, insbesondere die Zusammensetzung des Schwermineralspektrums gleich.

Im Gegensatz zu einer Gliederung mit Hilfe mikropaläontologischer Methoden, deren Typisierung auf einem großen Reichtum an Fossilformen basiert, liefern die wenigen durch die Schwermineralanalyse aufgezeigten Mineralarten bedeutend weniger Variationsmöglichkeiten. Trotzdem lassen sich einzelne Sedimentkomplexe durch Vergleich ihrer Schwermineralgesellschaften eindeutig voneinander lösen. Die Auswertung der Ergebnisse der Schwermineralanalyse kann also lokal ein brauchbares Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung psammitischer Sedimente werden.

Als Beispiel für die Verwendungsmöglichkeit der Schwermineralanalyse zum Zwecke der Horizontierung soll im folgenden vor allem die Untersuchung von Flyschgesteinen aus dem Gebiet des Wienerwaldes besprochen werden.

Die Mehrzahl der zur Verarbeitung vorliegenden Gesteinsproben verdanke ich Herrn Hofrat Prof. Dr. G. Göttinger¹⁾. Aus seinem Aufnahmegebiet im Bereiche der Kartenblätter Baden-Neulengbach und Tulln (Aufnahmeberichte Verh. 1925—1939) hat er mir Proben der hier typischen Gesteinsausbildungen aus Unterkreide, Oberkreide und Eozän übergeben. Diese typischen Gesteine bieten schon innerhalb derselben Formationsstufe — durch fazielle Unterschiede bedingt — mehrere Varietäten dar, die nun mineralogisch definiert werden sollen. Dazu kommen auch atypische Gesteinsausbildungen und Übergangsbildungen. Weiters soll der Versuch unternommen werden, Gesteinsproben aus Schichtpaketen innerhalb der einzelnen Wienerwald-Teildecken, deren normale stratigraphische Folge durch Schuppung gestört ist, auf Grund des mineralogischen Befundes einzustufen.

¹⁾ In den Tabellen sind diese Proben durch ein den Nummern vorgestelltes B oder T gekennzeichnet.

Herrn Direktor Dr. H. Küpper danke ich für das von ihm für die Zwecke der Schwermineraluntersuchung gesammelte Gesteinsmaterial aus der Umgebung von Kaumberg (Küpper 1947) und aus der Gegend des Lainzer Tiergartens¹⁾ und Herrn Dr. R. Grill für die besonders aus den Grenzschichten zwischen Kreide und Tertiär aus dem Flyschzug nördlich der Donau bei Wien aufgesammelten Proben (Grill 1948)¹⁾.

II. Arbeitsgang

Die Bearbeitung der Gesteinsproben erfolgte in dem seit 1946 an der Geologischen Bundesanstalt neu eingerichteten Laboratorium.

Das Gestein wird nach makroskopischer Beschreibung in einer Presse zerdrückt und die so aus dem festen Verband gelösten Komponenten des Sedimentes durch Schlämmen in Gruppen verschiedener Korngröße gesondert. Da erfahrungsgemäß in der Gruppe zwischen 0.05 und 0.1 mm Korndurchmesser die meisten Schwerminerale anzutreffen sind, wird besonders auf die Gewinnung dieser Körnung Wert gelegt. Auch arbeitstechnische Erwägungen sprechen für die Untersuchung von Mineralkörnern innerhalb bestimmter Größenintervalle: die Trennung nach dem spezifischen Gewicht mit Hilfe von Flüssigkeiten läßt sich leichter und sauberer durchführen, wenn alle Körner möglichst gleich groß sind; auch bei der Herstellung der Streupräparate und schließlich bei der mikroskopischen Bestimmung, sowie bei der Ermittlung des gegenseitigen Zahlenverhältnisses der verschiedenen Minerale ist das Vorhandensein ungefähr gleichdimensionierter Körner von Vorteil.

Die Kenntnis der Korngrößenverteilung im Sediment (= gewichtsmäßiger Anteil der einzelnen Korngrößengruppen) wäre wünschenswert, aber bei den meisten der hier besprochenen Untersuchungen konnten keine Wägungen durchgeführt werden.

Zur gravimetrischen Trennung werden Trenngläser mit einem Pipetteneinsatz verwendet. Als Trennflüssigkeiten eignen sich Bromoform oder Acetylentetrabromid mit einer Dichte zwischen 2.85 und 2.9²⁾. Die Trenngläser werden mit zirka 2 cm³ der Fraktion 0.1—0.05 mm beschickt. Nach mehrmaligem Umrühren hat sich am Boden des Glases der schwere Anteil des Sandes abgesetzt, nach Verschluß der Pipette mit Gummistöpsel und Glashahn wird sie mit ihrem Inhalt, dem leichten Probenanteil, herausgehoben. (Wird eine quantitative Feststellung des Schwermineralinhaltes angestrebt, muß die Trennung bis zur Erlangung einer wägbaren Menge von Schwermineralen wiederholt werden; hier wurde aus Gründen der Zeitersparnis darauf verzichtet und jeweils nur so viel Material abgetrennt,

¹⁾ In Tabellen und Tafel sind diese Proben durch in Klammern gesetzte Nummern gekennzeichnet.

²⁾ Wird die Grenze bei dieser Dichte angesetzt, so werden von den hier in Frage stehenden Mineralen Quarz ($d = 2.5-2.8$), der die Hauptmasse der Sedimente ausmacht, Calcit ($d = 2.7-2.8$) und Feldspat ($d = 2.54-2.76$) vollkommen von den selteneren schweren Mineralen abgeschieden. Der mit seiner Dichte (um 2.8) an der Grenze liegende Muskowit fällt nur wenn er Erzkörner eingeschlossen hat zu der schweren Fraktion. Die Dichte des Biotit liegt zwar mit 2.95—3.0 ober der hier verwendeten schweren Flüssigkeiten, doch verursacht die Blättchenform eine Verzögerung des Absinkens, daher wird der Biotit nicht quantitativ in der schweren Fraktion erfaßt. Dasselbe gilt für die Chlorite ($d = 2.6-3.5$).

als für die Herstellung eines Streupräparates genüge.) Leichter und schwerer Anteil werden gesondert auf Filter gebracht, hierauf die noch anhaftenden Reste von schwerer Flüssigkeit mit Alkohol weggelöst.

Die Rückgewinnung von in Alkohol gelöstem Bromoform oder Acetylen-tetrabromid erfolgt im Scheidetrichter durch Versetzen mit destilliertem Wasser; Alkohol mischt sich mit Wasser und die schwere Flüssigkeit scheidet sich in gewohnter Dichte darunter ab. Bromoform läßt sich auch leicht durch fraktionierte Destillation aus dem Alkoholgemisch regenerieren. Ein Versuch, ein Bromoform-Alkohol-Gemisch durch Auskristallisieren bei Abkühlung auf Kältegrade zu entmischen, mißlang.

Über die Verwendbarkeit der beiden angeführten Flüssigkeiten sei bemerkt, daß Acetylen-tetrabromid zwar viskoser ist als Bromoform, daher das Absinken und Aufsteigen der Mineralkörner und das Abtropfen des Filters langsamer erfolgt, die Flüssigkeit aber während des Arbeitsganges kaum verdunstet und Flüssigkeitsreste vom Filter und aus den Gläsern nahezu quantitativ von Alkohol (und auch von schon mit Acetylen-tetrabromid vermischem Alkohol) gelöst werden. Bromoform hat dagegen den Nachteil, daß durch Verdunstung während der Trennung nicht nur Flüssigkeit verloren geht, sondern sich auch gesundheitsschädliche Dämpfe stärker entwickeln und sich durch starken Geruch unangenehm bemerkbar machen. Es ist daher wichtig, daß stets unter dem Abzug gearbeitet wird.

Die durch die Trennung gewonnenen Schwerminerale werden in Kanadabalsam oder in venezianischem Terpentin eingebettet, unter dem Mikroskop bestimmt, ausgezählt und ihr prozentueller Anteil errechnet.

Die Anteile der einzelnen Schwerminerale in Prozentzahlen ausgedrückt ergeben in ihrer Gesamtheit die Zusammensetzung des „Schwermineralspektrums“. Die ermittelten Zahlenwerte werden in Tabellen übersichtlich angeordnet oder in graphischer Darstellung als entsprechend abgemessene Kreisausschnitte veranschaulicht.

In den Tabellen wird die Gesamtmenge an Schwermineralen aus der Korngrößengruppe 0.05—0.1 mm in

opake Körner,
Biotit und Chlorit,
Baryt und
übrige durchsichtige Minerale

aufgegliedert in Prozentzahlen angeführt. Die als „übrige durchsichtige Minerale“ zusammengefaßten Bestandteile werden ihrerseits wieder 100% gleichgesetzt und weiter in ihre Komponenten zerlegt. Die Reihenfolge der einzelnen Minerale ist nach ihren optischen Eigenschaften gewählt.

Erklärung der Abkürzungen:

op = opake Körner
BC = Biotit und Chlorit
Ba = Baryt
dM = übrige durchsichtige Minerale
Gr = Granat
Ru = Rutil
Zi = Zirkon
Tu = Turmalin
Ap = Apatit

Ti = Titanit
 Mo = Monazit
 Zo = Zoisit
 Ep = Epidot
 St = Staurolith
 Si = Sillimanit
 Ho = Hornblende
 (Glauk. = Glaukonit)

III. Beschreibung der Minerale

1. Erze

Die opaken Körner, die keine deutliche Kristallgestalt zeigen, und die im reflektierten Licht mit bläulichem Schimmer aufleuchten, sind Magnesit und Ilmenit, sie sind optisch nicht weiter zu trennen. Im Sediment neu gebildeter Pyrit, gelb glänzend, häufig als Würfel oder Pentagondodekaeder ausgebildet, wurden nur in wenigen Sandsteinproben beobachtet.

2. Granat

Isometrische Körner, meist ohne Kristallgestalt (selten Rhombendodekaeder) und unregelmäßig begrenzte Splitter mit muscheligen Bruchflächen und scharfen Kanten; die Oberfläche ist oft mit ausgefressenen Vertiefungen übersät; farblos bis rosa.

Hohe Lichtbrechung, isotrop.

3. Rutil

Rotbraune, kürzere oder längere Prismen, oder Bruchstücke, selten Herzzwillinge.

Stark lichtbrechend.

Schwacher Pleochroismus: rotbraun // Längsrichtung
 hellbraun \perp Längsrichtung.

(Als Sagenit selten in Biotit).

4. Zirkon

Wasserklare, langgestreckte tetragonale Prismen mit Pyramide. Kristallgestalt stets gut erkennbar.

Hohe Licht- und Doppelbrechung, in der Längsrichtung γ , wenig Einschlüsse.

5. Turmalin

Braune, grüne und graue, kürzere oder längere, abgebrochene, trigonale Prismen.

Hohe Lichtbrechung, mittlere Doppelbrechung, α in der Längsrichtung.

Starker Pleochroismus: α farblos,
 γ dunkel graubraun oder graugrün.

6. Apatit

Säulige Kristalle mit stark abgeschliffenen Kanten, häufig Querabsonderung; erscheint durch zahlreiche winzige Einschlüsse (oft nach der Längsachse orientiert) manchmal etwas trübe, grau.

Lichtbrechung mäßig hoch, Doppelbrechung niedrig.
 α in der Längsrichtung.

7. Brookit

Dieses Mineral wird nur selten im Sediment gefunden. Gelbe, sechsseitige Täfelchen mit feiner Zwillinglamellierung, senkrecht dazu Spaltrisse.

Sehr hohe Lichtbrechung.

Anomale Interferenzfarben infolge sehr starker Dispersion (gekreuzte Achsenebenen).

8. Titanit

Blaßbraune, unregelmäßig begrenzte Körner, Kanten wenig abgeschliffen. Sehr hohe Licht- und Doppelbrechung.

Zweiachsig, positiv, hohe Achsendispersion $\rho > v$ bei kleinem Achsenwinkel.

9. Monazit

Hell gelbliche, glasklare, tafelförmige Kristalle mit rhombenförmigen Umrissen, Kanten schwach gerundet.

Hohe Licht- und Doppelbrechung.

γ in der Richtung der Symmetrieebene ($//$ der kürzeren Diagonale des Rhombus).

10. Zoisit

Farblose, unregelmäßig begrenzte oder seltener prismatische Körner, Auslöschungsrichtung $//$ zu den Spaltrissen.

Hohe Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung.

α in der Richtung der Spaltrisse.

Zweiachsig, positiv, kleiner Achsenwinkel.

Starke Dispersion, $\rho > v$ oder $\rho < v$, manchmal anomale indigoblaue Interferenzfarben.

11. Epidot

Gelbgrüne, unregelmäßig begrenzte oder prismatische Körner.

Hohe Licht- und Doppelbrechung, fleckige Interferenzfarben, zweiachsig, negativ.

Schwacher Pleochroismus.

12. Staurolith

Gelbe bis rötlichbraune, unregelmäßige Bruchstücke.

Mittlere Lichtbrechung, hohe Doppelbrechung, zweiachsig, positiv.

γ in der Längsrichtung.

Deutlicher Pleochroismus: γ dunkel rötlichgelb,

α hell rötlichgelb.

13. Dunkelgrüne Hornblende

Längliche Individuen, häufig Spaltrisse parallel zur Längserstreckung. Enden oft ausgefranst.

Mäßig hohe Lichtbrechung, mittlere Doppelbrechung.

γ in der Längsrichtung.

Pleochroismus: γ blaugrün,

α grasgrün.

14. Sillimanit

Trübe, faserige Aggregate.
Lichtbrechung mäßig hoch, Doppelbrechung hoch.
 γ in der Längsrichtung der Fasern.

15. Biotit

Gelbbraune, unregelmäßig begrenzte Spaltblättchen mit abgerundeten Ecken.

Niedrige Lichtbrechung, hohe Doppelbrechung.
Zweiachsig, negativ, kleiner Achsenwinkel.
Manchmal Einschlüsse von Zirkon oder Sagenit.

16. Chlorit

Hell- bis dunkelgrasgrüne, unregelmäßig abgebrochene Spaltblättchen.
Sehr niedrige Interferenzfarben (die auf 001 liegenden Blättchen erscheinen nahezu isotrop, selten blaue Interferenzfarben).

17. Baryt

Farblose, unregelmäßige Bruchstücke.
Mittlere Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung.
Zweiachsig, positiv.

IV. Analysenergebnisse

1. Lunzer Sandstein

Aus dem kalkalpinen Bereich des Wienerwaldes stammen die ältesten Sedimente, die im Rahmen dieser Arbeit analysiert wurden. Es sind dies einige Proben von Lunzer Sandstein, aus der karnischen Stufe der Trias. Makroskopisch sind sie durch gleichmäßig feines Korn gekennzeichnet. Sie enthalten nur geringe Mengen an Schwermineralen, unter diesen ist der Prozentsatz der „stabilen Minerale“ (d. s. die gegen chemische und physikalische Einflüsse widerstandsfähigen Minerale) hoch, daneben behaupten sich Granat und Apatit.

	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
(471) Lunzer Sandstein, Hinterbrühl, Mödling	64	1		35	3	10	77	5	5						
(468) Lunzer Sandstein, S Waisenhofer, Kaumberg	73	1		26	45	8	20	10	16					1	
(469) Lunzer Sandstein, Anzger, S Kaumberg	60	2		38	12	9	53	4	22						
(470) Lunzer Sandstein, Hof a. Stein, Kaumberg	77	1		22		15	77	8							
(811) Lunzer Sandstein, Sattel N Schön	53	5		42	9	10	45	13	23						
(930) Lunzer Sandstein, Neuhaus bei Weißenbach	89	+		11	15	11	56		18						

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170).

2. Lias

Die Juragesteine der St. Veiter Klippen sind in der vorliegenden Arbeit nur in wenigen Lias-Sandsteinen vertreten:

- a) in den Grestener Schichten vom Roten Berg,
- b) in den Kalksburger Schichten.

In den Grestener Schichten treten neben den herrschenden „stabilen Schwermineralen“ Zirkon, Rutil und Turmalin deutlich auch Granat und Apatit in Erscheinung.

Das Schwermineralspektrum der Kalksburger Schichten ist vorwiegend von den „stabilen Mineralen“ Zirkon, Rutil und Turmalin bestimmt.

Beiden Sedimenten gemeinsam ist der sehr geringe Gehalt an Schwermineralen überhaupt.

	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
(633) Grestener Arkose, Nothartgasse	48	+			52	7	13	67	5	6		2			
(634) Grestener Arkose, Nothartgasse	43				57	5	15	58	10	12					
(986) Kalksburger Schichten, Kerschengraben W Brantel	62				38		24	60	16						
(1007) Kalksburger Schichten, Mitte Kerschengraben	44	2			54	1	45	32	22						
(1008) Kalksburger Schichten, N Kerschengraben	57	1			42		38	38	24						
(1009) Kalksburger Schichten, S Kerschengraben	58				42	1	38	41	19						1
(1010) Kalksburger Schichten, Stierwiese W	66	1			33	1	30	46	23						
(1011) Kalksburger Schichten, Sattel Stierwiese	65	2			33		30	54	16						

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170).

3. Unterkreide

a) Kaumberger Schichten

Die wenigen untersuchten Proben aus der Unterkreide bei Kaumberg zeigen ebenso wie die aus den beiden anderen Unterkreide-Zonen meist einen niedrigen Gehalt an durchsichtigen Schwermineralen und unter diesen tritt Zirkon mit Rutil und Turmalin stark hervor.

Die beiden Proben B 240 und B 233, die im Gelände nicht mit Sicherheit einzustufen sind, ließen sich nach ihrem Schwermineralgehalt unschwer einordnen.

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		nach Göttinger														
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
B 243 NW Hof- stetter	Quarzit, Mergel- kalk, grob- körniger Sand- stein	Neokom- Gault	40	22		38	5	18	62	11	4						
B 240 Corona- tal	Massiger, grob- körniger Sand- stein m. Kohlen- häcksel u. Schiefer	Unter- kreide ? ²⁾	73	4	1	22	16	19	47	16	1		1				
B 233 Groß Holler- berg	grobkörniger Sand- stein	Unter- kreide ? ²⁾	57	4		39	22	8	36	31	1					2	
B 227 Klausen- Leo- polds- dorf	Kalksandstein mit Hieroglyphen u. Schiefer ¹⁾	Unter- kreide ?	73	7		20	22	13	35	20	7		1		1		1
B 238 Weiden- bach	massiger, glim- meriger Sandstein	Unter- kreide ?	48	34		18	2	20	62	14	2						
B 222 SW Sulz	Neokom Kalk, Kalksandstein, rissige, rote Schiefer	Neokom (Klippe)	46	6		48	38	12	31	9	10						

(Erklärung der Ahkürzungen auf Seite 170).

¹⁾ Mit Daimonhelix-ähnlicher Wurmspur.
²⁾ Nach Spitz unsicheren Alters.

b) Hauptklippenzone

Auch diese Unterkreide-Zone ist nur mit wenigen Proben belegt.

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		nach Göttinger														
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
B 208 Brenn- tenmais- bach	Dichter, kieseliger Mergel, Sand- stein, roter Schiefer	Unter- kreide (eher Neokom als Gault)	60	1		39	1	11	84	3	1						
B 156 Gscheid- hof	Kalksandstein, dünnplattig, (Mäander Fährte)	Klippen- hülle, Unter- kreide	81	+		19		4	89	7							
B 157 Gscheid- hof	Kieseliger Kalk- sandstein	Neokom Klippen- hülle	43	4		53	5	25	54	11	5						
B 155 Glas- hütte	massiger Kalk- sandstein	Unter- kreide ?	75	1		24	5	13	71	11							

(Erklärung der Ahkürzungen auf Seite 170).

Die drei ersten Proben sind als Unterkreide gesammelt worden und sind durch Zirkonreichtum gekennzeichnet. Auch die Probe B 155, deren Altersstellung nicht mit Sicherheit bestimmbar ist, könnte nach dem Schwermineralgehalt zur Unterkreide gestellt werden.

c) Nordzone

Die Nordzone, sogenannte Greifensteiner Teildecke mit ihren Gault- und Neokongesteinen am Nordsaum des Wienerwaldes ist bisher noch weniger genügend mineralogisch charakterisiert.

	Gesteinstypus, Fazies nach Göttinger	Altersstellung																
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	
T 42 Wolf- passinger Berg	Bänder Quarzit	Gault	92			8	++		+								+	
T 45 Tul- binger Kogel	Kalk, Hornsteinkalk, Kalksandstein	Neokom	61	1		38	8	21	67	4								
T 47 N Hern- berg	gebänderter, kiese- liger Sandstein	Gault	84	1		15	2	30	58	10								
T 46 Hern- berg	Kalksandstein	Unter- kreide (Neo- kom)	77	3		20	5	15	66	12							2	
T 35 S Grillen- barth	gebänderter, quarzi- tischer Sandstein mit grobkörnigem Belag	Gault	95			5	10	28	54	8								
B 192 W Schlif- graben	Glaukonitischer Quarzsandstein mit grobkörnigem Mürb- sandstein	Gault	79	1		20	3	18	69	9	1							
B 166 Kreith	Quarzit mit Schiefer	Gault	54	1		45	43	20	22	7		2						6
B 161 b S Kron- stein	spätiger Kieselkalk- stein und schwarze Schiefer	Gault	76	1	18	5	+	+	++	+								
B 161 c S Kron- stein	dunkler Quarzit	Gault	82	1		17	11	7	64	16						2		
B 177 Unt. Dam- bach	Fleckenmergel, Kalk und Kalksandstein	Neokom	65	+		35	2	49	48	1								
B 178 S Unt. Dam- bach	plattiger Kalksand- stein und braune Schiefer	Unter- kreide	54	1		45	49	8	35	4	3							1

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170).

Ein hervorstechendes Merkmal der meisten dieser analysierten Gesteinsproben ist die relativ geringe Menge an durchsichtigen Schwermineralen gegenüber den opaken Körnern (z. B. T 42, 47, 35, B 161 b). Im Schwermineralspektrum herrscht wohl meist Zirkon mit Rutil und Turmalin (T 45, 47, 46, 35, B 161 h, 161 c, 177), jedoch wurden auch seltener größere Granatzahlen aufgezeichnet (B 166, 178).

4. Kalkalpine Oberkreide, Gosau

Aus dem Streifen von Gosauablagerungen, der nahe der Flyschzone von Kaumberg über Alland nach Brunn am Gehirge verläuft und vorwiegend aus feinkörnigen Breccien, flyschähnlichen Sandsteinen und Mergeln besteht, wurden folgende Proben untersucht:

	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	Ho
(931) bei Altenmarkt, Gappmaier (? Gosau, ? Cenoman)	77	6		17		12	61	24	3							
(806) NW Sulzbach	79	+		21		44	50	6								
(807) NW Sulzbach	87			13		40	53	7								
(805) SW Alland (? Gosau, ? Cenoman)	87			13		36	55	9								
(803) RAB Alland	95	1		4	8	42	33	17								
(804) RAB Alland	67	+		33		77	19	3	1							
(346) Elendkreuz, A	53	1		46	50	17	25	8								
(348) Elendkreuz, C	67	2		31	37	12	19	22	5							5
(1006) NNE Heiligenkreuz	41	35		24	32	20	15	13	19			1				
(342) Eichberg bei Gießhübel	51	+		49	75	15	3	4	1			1				1
(339) E Hochsätzenklippe	68			32	67	29	2	2								
(337) N Hundakogel, Hinterbrühl	53	5		42	62	19	10	7	2							
(345) Kreimholdkogel B	64	4		32	76	12	7					3		2		
(344) Kreimholdkogel A	60	6		34	32	19	34	12	2							1
(810) Einöd	95			5		90	10									
(809) N Hirtenberg	85			15	23	10	55	8	2					2		
(808) S Hirtenberg	82	1		17	12	19	50	13	6							

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse dieser Gesteinsproben differieren stark. Das eine Mal, in der Gegend Sulzbach (bei Altenmarkt)—Alland dominieren Zirkon und Rutil, daneben ist noch Turmalin vertreten, das andere Mal bei Gießhübel—Hinterbrühl ist Granat herrschend, Zirkon, Rutil, Turmalin, seltener auch Apatit treten dahinter zurück. Schließlich ergab die Untersuchung einer dritten Gruppe bei Hirtenberg eine Schwermineralgesellschaft, in der Zirkon in Begleitung von Rutil und Turmalin neben weniger Granat auffällt. Bei Einöd gibt es fast nur Zirkon im Spektrum.

Von hier aus gesehen läßt sich also keine einheitliche Beschreibung für die Gosausandsteine geben.

Wolfg. Richter (1937) beschreibt Schwermineraluntersuchungen von Gosauproben aus dem Unterinntal, Salzburg und dem Ennsgebiet. Er findet vor allem die „stabile Mineralgruppe“ (= Zirkon + Rutil + Turmalin) im Sediment vertreten, die für eine Abstammung des Detritus aus älteren aufgearbeiteten Sedimenten, die in großer Entfernung vom Gosautrog gelegen waren, spricht. Für gelegentlich beobachtete zusätzliche Schüttungen von Granat (aus der „metamorphen Mineralgruppe“) und Komponenten der „eruptiven Mineralgruppe“ wird die Herkunft aus einem zweiten, in größerer Nähe des Gosautroges gelegenen Liefergebiete, welches aus Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern bestand, vermutet. Besonders hoher Granatgehalt bei Proben aus Windischgarsten bildet eine Grundlage zur Annahme, daß hier nicht Gosau vorliegt, sondern ein Flyschfenster angetroffen wurde.

5. Oberkreideflysch

a) Kahlenberger Schichten

Die durch Eozän voneinander getrennten parallelen Zonen der Kahlenberger Schichten sind vertreten in den Proben:

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		nach Göttinger															
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	
B 170 Ht. Riedenlt.	Kalksandstein (verwittert)	Ober- kreide	36	3		61	78	4	4	5	2						7	
B 169 Vd. Rieden- leiten.	Konglomera- tischer Sand- stein, gut ge- rollter Quarz- kies	Ober- kreide	25			75	72	1	5	+	2					2	18	
B 168 Vd. Rieden- leiten.	Kalksandstein und kieseliger Ruinenmergel	Ober- kreide	42	2		56	80	2	5	3	1						8	1
B 167 N Gr. Wr. Berg	Kalksandstein, Mugelbildung	Ober- kreide	45	1		54	83	4	6	4	1			1			1	
B 199 Joch- graben	grobkörniger u. feinkörniger Kalksandstein	Ober- kreide	58	3		39	79	8	8	1	3		+				1	
B 198 Joch- graben	kieseliger Kalk- sandstein, sandiger Schiefer	Ober- kreide	50	3		47	58	11	16	7	5						3	
B 202 Streit- gerbauer	z. T. glimmeriger kieseliger Kalk- sandstein u. kieseliger Mergel	Ober- kreide	+	+														
B 150 Eckelhof	grobkörniger Mürbsandstein	Ober- kreide	21	1		78	70	7	18	4							1	
(359) Leo- polds- berg Nase	feinkörniger Kalksandstein	Ober- kreide	89	+		11	7	17	73	3								

(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

	Gesteinstypus, Fazies	Altersstellung nach Göttinger	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
(360) Leopoldsberg Nase	feinkörniger Kalksandstein	Oberkreide	92	+			8	6	6	57	29	2					
(683) Asperleiten	feinkörniger Kalksandstein	Oberkreide	38	4			58	65	5	13	6	11					
B 174 N Kl. Wr. Berg	grobkörniger Sandstein	Oberkreide	51	2			47	71	9	13	4	3					
B 203 N Vd. Sattelbg.	Ruinenmergel, Kalksandstein, grobkörniger Sandstein	Oberkreide	23	1			76	75	4	14	5	1					1
B 181 Pfalzberg	grobkörniger, kieseliger Sandstein mit Manganklüften	Oberkreide?	46	5			49	70	5	20	4						1
B 183 SE Feich-ting	kieseliger Kalksandstein	Oberkreide? Unterkreide?	32	1			67	74	4	12	3	1					6
B 152 SW Wöllersdorf	massiger, kieseliger Kalksandstein, Kalksandstein, Mergel und Chondriten	Oberkreide, Kreideklippenhülle	72	2			26	38	7	41	13	1					
B 158 SW Gscheidhof	Mürbsandstein, Ruinenmergel, Mergel mit Helminthoiden	Oberkreide, Klippenhülle	33	54			13	3	17	42	27	11					

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Die Oberkreide aus der Umgebung von Hintertullnerbach (B 170, 169, 168, 167) ist durch Granatreichtum gekennzeichnet, ebenso die weiter westlich gelegene von den Punkten B 198, 199, 150. In Probe B 202 („oberste Oberkreide“) wurden keine durchsichtigen Schwerminerale gefunden.

Die Inoceramenschichten vom Leopoldsberg fallen durch großen Zirkonreichtum auf, Granat erreicht nur 7%. Die Oberkreide von der Asperleiten hat schon 65% Granat und in der Umgebung von Preßbaum, bei Punkt B 174, B 203, B 193 ist wieder der „normale“ granatreiche Oberkreidetypus zu beobachten. Die bei sonstiger Aufschlußlosigkeit einem „Laaber Sandstein“ ähnliche Probe B 181, ein kieseliger Sandstein mit Manganklüften, führt dieselben Minerale wie der benachbarte Oberkreideflysch, könnte also nach der Schwermineralanalyse als Oberkreide bezeichnet werden. In der Nähe der Schöpf-Klippenzone haben die Proben B 152 und B 158 die dem Oberkreideflysch ähneln nicht die vorhin erwähnten, für Oberkreideflysch charakteristischen hohen Granatzahlen.

b) Altlenzbacher Schichten

Aus der nördlichen Zone des Oberkreideflysches stammen die Proben:

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		nach Göttinger														
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
(104) Mühle bei St. Andrä	Mürbsandstein	Oberkreide, Wörder- ner Sand- stein	20	2		78	85	3	8	3							1
T 43 NW Wolf- passinger Berg	Mürbsandstein und Kalksandstein	Ober- kreide	30	1		69	40	6	49	2	1		1				1
B 193 Kloster- graben	grobkörniger, massiger Quarz- sandstein mit Quarzgeröllen, mugelbildend	Ober- kreide, Wörder- ner Sand- stein	33	1		66	91	1	2	1	1			+			4
B 186 a Höbers- bach- graben	kieseliger Kalk- sandstein, Glau- konitischer Quarzit	Ober- kreide ? (Gault- ähnlich)	35	1		64	46	16	35	1	+						2
B 186 b Höbers- bach- graben	weißgrauer Sand- stein, z. T. grob- körnig	Ober- kreide ?	46	1		53	87	6	1	2	1						3
B 191 E An- ninger- bach	Mürbsandstein mit sandigem Tonschiefer	Ober- kreide ?	52	3		45	65	15	7	9	1					1	3
B 190 E An- ninger- bach	Kalksandstein und Mürbsandstein	Ober- kreide	14			86	78	8	9	2	1						2
B 163 a W Pen- zing	rostiger Mürbsand- stein und grob- körniger Mürb- sandstein	Ober- kreide ?	71	1		28	510	66	16	1		1	1				
B 163 b W Pen- zing	sehr grobkörniger Mürbsandstein, grünlicher, fein- geschichteter Mürbsandstein (mit grünlichem Schiefer-ton)	Ober- kreide ?	76	3		21	21	17	33	27	2						
B 161 a S Kron- stein	Mürbsandstein, geschuppt mit Gault	Ober- kreide, Wörder- ner Sand- stein	22	2		76	80	6	7	5	2						
B 141 NE Winten	rissiger Quarzit- sandstein	Ober- kreide	27	4		69	88		1	4				4			3

(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		nach Göttinger																
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Tj	Mo	Zo	Ep	St	Si		
B 89 Winten	Mürbsandstein, grobkörniger Sandstein	Ober- kreide, Wörder- ner Sand- stein	63			37	88	2		5							5		
B 194 S Neu- leng- bach	plattiger, kies- liger Kalksand- stein	Ober- kreide ? Altlen- bacher Schichten	46	3		51	62	12	19	3					+	4			
B 179 Stadel- berg	Sandstein und Mergel	?	37			63	89	3	3	1						1	3		
B 145 W Chri- stofen	Kalksandstein und Mürbsandstein	Ober- kreide, Altlen- bacher Schicht.	35	2		53	53	16	22	7	2								
B 146 WH b. Nest	Kalksandstein, grobkörniger Sandstein	Ober- kreide, Altlen- bacher Schicht.	41	1		58	75	6	13	4	1						1		
B 195 a Kl. Wein- berg	Kalksandstein, Mergel	Ober- kreide	++					+											
B 196 NW Hart	Mürbsandstein	Ober- kreide (Ein- schaltung d. Alt- len- bacher Schicht.)	25	3		72	70	15	11	3							1		
B 197 S WH. Kohl- reith	Verwitterter Kalk- sandstein	Ober- kreide	43	1		56	59	6	8	3					+	24			
B 147 E Beutel- mühle	grober Mürb- sandstein	Ober- kreide (Ein- schaltung d. Alt- len- bacher Schicht.)	36	1		63	67	5	24	2	1						1		
B 149 Linden	Kalksandstein, Mergelkalk, Ruinenmergel	Ober- kreide (m.Chon- driten)	79	5		16	13	4	47	36									

(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

	Gesteinstypus, Fazies nach Göttinger	Altersstellung																
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	
B 144 Winkel, Eichgr.	Mürbsandstein, grobkörniger Sandstein	Ober- kreide	53	6		41	1	8	80	10							1	
B 160 a Haaberg	Kalksandstein, Mergel, bunte Tonschiefer, Mürbsandstein	Ober- kreide (m. Chon- driten)	51	3		46	15	4	61	20								
B 160 b Haaberg			56	5		39	19	10	54	17								
B 159 N Reka- winkel	grobkörniger Sand- stein mit gut ge- rollten Quarz- körnern	Ober- kreide	53	1		46	7	3	84	6								
B 185 b Höbers- bach- graben	glimmeriger Kalk- sandstein, Ruinenmergel (Chondriten), kieseliger Kalk- sandstein	Ober- kreide	45	2	Glauk. (5)	48	13	18	66		1					1		1
B 189 SSW Ploch- wiese	kieseliger Kalk- sandstein, Ruinenmergel	Ober- kreide	30	+		70	6	19	69	5								1
B 172 a Gr. Wr. Berg	blaugrauer Kalk- sandstein, plat- tiger Kalksand- stein	Ober- kreide	84	+		16	1	5	91	3								
B 226 RAB Laag- berg	dickgebankter Sandstein, Kalk- sandstein und Mergel m. Chon- driten, grob- körniger Sand- stein	Ober- kreide	42	1		57	3	11	77	8	1							
B 224 b Hetzen- berg	grobkörniger Kalk- sandstein	Ober- kreide ?	56	3		41	13	19	49	18	1							
B 225 Kl. Leo- polds- dorf	Schiefer, kieseliger Kalksandstein, Mergelschiefer mit Chondriten	Ober- kreide ?	68	1		31	+	+	+									+
(801) Alland	feinstkörniger Kalksandstein	Ober- kreide ?	85	2		13	23	23	26	23	5							
(802) Alland	feinstkörniger Kalksandstein	Ober- kreide ?	90			10	7	11	68	14								

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Im allgemeinen dominiert auch in diesem Abschnitt der Oberkreidegesteine unter den Schwermineralen der Granat, so wie in den Kahlenberger Schichten. Hier wurde aber auch an einer größeren Anzahl von Proben, die sicher als Oberkreide eingestuft werden, hoher Zirkongehalt festgestellt.

Es schält sich hier ein Gesteinstypus heraus, der sich nach dem Schwermineralgehalt von der „normalen Oberkreide“ unterscheidet. Ein Vergleich mit den Analysenergebnissen aus dem Flyschausläufer nördlich der Donau läßt wertvolle Schlüsse zu; dort wie hier weisen Oberkreide Sandsteine, die im Zusammenhang mit Ruinenmergel stehen, neben Granat viel Zirkon auf. Als „granatreiche Oberkreide“ können aus den Tabellen die Proben Nr. (104), B 193, B 190, B 161 a, B 141, B 89, B 179, B 146, B 196, B 197 und B 147 herausgegriffen werden.

Unter den übrigen Proben befinden sich einige, deren Altersstellung im Gelände nicht eindeutig zu bestimmen war; ihre Stellung sollte mit Hilfe der Analyse geklärt werden: Von den Proben B 186 a und b, die als Oberkreide oder als Gault angesehen werden können, kann nach den bisherigen Erfahrungen zumindest die Probe b auf Grund ihres Granatreichtums im Schwermineralspektrum zur Oberkreide gestellt werden. Dasselbe gilt wohl auch für die unsicher bestimmten Gesteine von B 191 (mit 65% Granat) und B 194 (mit 62% Granat). Die vermutete Schuppung eines Mürlsandsteines der Oberkreide von Punkt B 161 a mit Gaultsandsteinen (B 161 b und c) wird durch die Analyse bestätigt. B 179 zunächst als Unterkreide kartiert, kann nach dem Schwermineralgehalt zur Oberkreide gestellt werden.

Die restlichen untersuchten Gesteine ans dem besprochenen Komplex vertreten den durch Zirkonmaximum gekennzeichneten Typus. (B 163 a, b, B 149, B 144, B 160 a, b, B 159, B 185, B 189, B 172.) Ebenso gehören auch die Proben von Punkt B 226, B 224 b, B 225, (801), (802) nach der Schwermineralanalyse nicht dem „normalen“ Oberkreidetypus an, sie enthalten verhältnismäßig wenig Granat neben viel Zirkon, Rutil, Turmalin.

6. Klippenhüllflysch der St. Veiter Klippen

Zur Klarlegung der Stellung von Flyschgesteinen, welche am Ostrande der Klippen von St. Veit (Tolstoigasse usw.) neu aufgefunden wurden, (die geologische Bearbeitung dieses Gebietes wird von Herrn Direktor Dr. H. Küpper durchgeführt), konnten auf der Unterlage der Karte von Trauth (Trauth 1928) einige Probenserien genommen und auf ihren mineralogischen Gehalt untersucht werden. Die Lage all dieser Proben ist auf der Nebenkarte auf Tafel XI angegehen.

Die vergleichende Betrachtung des Schwermineralspektrums erlaubt folgende Schlüsse:

a) Im ganzen liegt ein zonarer Bau von mineralogisch erfaßbaren Einheiten vor, welcher sich mit der Streichrichtung der geologischen Einheiten deckt.

b) Im SO unseres Gebietes entspricht das durch Fossilien belegte Eozän auf der Westseite des Fasslberges (Probe Nr. 685) in seinem Schwermineralspektrum dem bekannten Eozän der übrigen Flyschzone. Eine auf kurzem Abstand hievon genommene Probe (686) zeigt, obwohl als Klippenhüllflysch kartiert, mineralogisch ebenfalls Eozäncharakter; wir zweifeln nicht, daß dieses Gestein tatsächlich dem Eozän zugehört, da es makroskopisch diesem sehr ähnelt.

c) Die als Inoceramenschichten kartierten Gesteine weisen ein mineralogisches Spektrum auf, das vollkommen dem der Inoceramenschichten anderer Gebiete gleicht (geringer Gehalt an durchsichtigen

Schwermineralen überhaupt, und unter diesen ein Überwiegen der Gruppe Zirkon-Rutil-Turmalin gegenüber Granat). Hieher gehören die Proben 690, 691, 937, 939 im Westen und die Probe 1066 im Osten.

	op	BC	Ba	ÄM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	Ho
(685) Eozän, W Fassberg	37	1		62	6	30	50	9	5							
(686) Eozän, Vordereichberg	33	+		67	9	29	55	6	1							
(690) Inoceramenschichten, Kalte Bründlberg	77	2		21	26	13	37	18	6							
(691) Inoceramenschichten, Bischofwald	69	4		27	11	13	61	12	3							
(937) Inoceramenschichten, Himmelhofgasse	100															
(939) Inoceramenschichten, Himmelhofgasse	95	+		5	+		+	+	+							
(1066) Inoceramenschichten, Gobergasse	99			1		+	+									

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

d) Zwischen den unter b und c genannten randlichen Zonen liegen eingebettet in Flyschgesteine die mesozoischen Kalkklippen. Der diese Klippen umhüllende Flysch wurde bisher, gleichsam mit einem Verlegenheitsterminus, als Klippenhüllflysch bezeichnet und aus Gründen einer äußerlichen Analogie den Bildungen der Seichtwasserkreide gleichgestellt. Aus unserem Bereich sind nun erstmalig durch Tauber (1940) Oberkreidefossilien aus diesen Klippenhüllflyschgesteinen beschrieben worden, womit ein erster Schritt zur Altersfixierung getan ist.

Mineralogisch haben diese Flyschgesteine einen gemeinsamen Zug, nämlich den auffallend hohen Gehalt an Apatit und Chlorit; diese beiden Komponenten dürften von den Pikriten dieses Gebietes herkommen. Ansonsten gliedern sich diese Klippenhüllflyschgesteine in zwei Gruppen: die Gesteine der einen sind vorwiegend durch Granat gekennzeichnet, während die Gesteine der zweiten Gruppe ein Hervortreten des Zirkonanteiles erkennen lassen.

Der granatreiche Klippenhüllflysch (Proben Nr. 689, 692, 941, 942 im Westen und Proben Nr. 629, 630, 631, 632, 1045, 1046, 1047, 950, 1110 im Osten), nach dem Schwermineralinhalt vergleichbar anderen Oberkreideflyschgesteinen des Wienerwaldes, scheint das normale Liegende der Inoceramenschichten zu bilden; aus diesen Gesteinen stammen die Fossilien Taubers, was dem allgemeinen Befund (Lage unter den Inoceramenschichten) entsprechen würde (Tabelle S. 185 oben).

Der Klippenhüllflysch, welcher durch eine Zirkonanreicherung gekennzeichnet ist, nimmt die zentrale Zone unseres Gebietes ein. (Proben Nr. 687, 688, 693, 943, 944, 945, 946, 949.) Dies ist um so auffälliger, als ein Zirkonmaximum nach unseren Erfahrungen im Wienerwald-Flysch ein Kennzeichen der höchsten Oberkreide und auch der Eozängesteine ist, während hier der allgemeine Feldbefund der ist, daß die zirkonreichen Gesteine unter den Inoceramenschichten und unter den granatreichen Gesteinen zu liegen scheinen.

	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	Ho
(689) Klippenhüllfysch, Kalte Bründlwiese, W	38	4	58	77	7	9	2	5								
(692) Klippenhüllfysch, Katzengraben W	57	4	39	87	4	4	3	1						1		
(941) Klippenhüllfysch, Tiergartenmauer, St. Veiter Lissen	30	4	66	86	1	2	4	7								+
(942) Klippenhüllfysch, Tiergartenmauer, St. Veiter Lissen	26	4	70	72	5	6	7	9								1
(629) Klippenhüllfysch, Gogolgasse	30	3	67	80	4	2	6	8								
(630) Klippenhüllfysch, Gogolgasse	31	1	68	81	2	9	2	6								
(631) Klippenhüllfysch, Gogolgasse	27	1	72	89	2	4	1	4								
(632) Klippenhüllfysch, Gogolgasse	25	2	73	91	1	3	1	4								
(1045) Klippenhüllfysch, Tolstoigasse 23	40	14	46	94	2	2	1	1								
(1046) Klippenhüllfysch, Nothartgasse	15	22	63	79	6	4	1	10								
(1047) Klippenhüllfysch, Nothartgasse, E Kreuzung Tolstoigasse	16	2	82	97	+	1	1	1								
(950) Klippenhüllfysch, Knick Tiergartenmauer	55	7	38	51	10	22	6	11								
(1110) Klippenhüllfysch, Kulturstätte Hörndlwald	28	26	46	36	15	5	14	30								

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Ob nun dieser mineralogisch-stratigraphische Befund von tektonisch so weittragender Konsequenz sein wird, daß man wird sagen müssen, daß die mesozoischen Klippengesteine in Eozänfysch eingewickelt seien, oder ob man den Befund als solchen als eine lokale mineralogisch-stratigraphische Anomalie in das normale stratigraphische Gebäude wird einbauen können, dies zu entscheiden geht über den Rahmen dieser Studie.

	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	Ho
(687) Klippenhüllfysch, Gütenbach, S der Straße	40	+	60	1	13	52	8	26								
(688) Klippenhüllfysch, Gütenbach, Wildpretwiese	50	16	34	34	15	22	8	21								
(693) Klippenhüllfysch, Katzengraben beim Gitter	60	7	33	27	6	35	10	22								
(943) Klippenhüllfysch, Stock im Weg	62	2	36	8	19	60	11	2								
(944) Klippenhüllfysch, Stock im Weg	92	1	7	4	82	7	7									
(945) Klippenhüllfysch, Stock im Weg	61	6	33	9	61	3	27									
(946) Klippenhüllfysch, Stock im Weg	60	3	37	3	7	82	4	4								
(949) Klippenhüllfysch, Wolkersbergen	59		41	6	6	76	12									

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

7. Eozänflysch

a) Gablitzer und Laaber Schichten

Aus dem breiten, von Laaber Schichten erfüllten Raume südlich der Hauptklippenzone stammen 20 Proben; 2 Proben wurden noch nördlich dieser Klippenzone aus einem zwischen Kahlenherger Schichten liegenden Streifen von Gablitzer Schichten gesammelt (B 175, B 176).

	Gesteinstypus, Fazies Alterstellung		nach Göttinger und Küpper															
	op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si			
B 175 SE v. 388, Unter- Tullner- bach	kieseliger Quarz- sandstein	Gablitzer Sand- stein	79	+		21	10	7	75	8								
B 176 WSW Unter- Tullner- bach	kieseliger Quarz- sandstein	Gablitzer Sand- stein	63	1		36	5	4	82	9								
B 210 Wolfs- graben	kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein ?	35			65	1	30	63	6								
B 209 b Taborer Berg	kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein	52	1		47	1	18	64	17								
B 206 Agsbach- tal	Quarzit und Tonmergel- schiefer	Laaber Sand- stein	+	+			+	+	+	+								
B 231 Klausen- Leo- polds- dorf	kieseliger Sand- stein, Mergel- schiefer, ris- siger, plattiger, kieseliger Sand- stein mit Hieroglyphen	Laaber Sand- stein	37	1		62		15	77	8								
B 239 SW Geld- lucken	kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein	62	9		29	2	18	61	19								
B 244 Ht. Stampf- leiten	kieseliger Sand- stein und Schiefer	Laaber Sand- stein	42	26		32	2	2	87	8			1					
B 154 a S Händl- berg	feinkörniger, kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein	64	3		33	3	6	67	24								
B 154 b S Händl- berg	grobkörniger, kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein	88	2		10	20		56	21	3							

(Fortsetzung auf der nächsten Seite)

	Gesteinstypus, Fazies Altersstellung		op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si
	nach Göttinger und Küpper																
B 153 WH Klamm- höhe	grobkörniger, kieseliger Sand- stein	Laaber Sand- stein	92	1		7	10		50	35				5			
(325) Edelhof	grobkörniger, Sandstein	Laaber Sand- stein	85	2		13		5	82	10	3						
(330) Ge- richts- berg	grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein	62	1		37	2	8	86	3							1
(332) Bramer Höhe, A	grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein	65	1		34	5	10	81	4							
(333) Bramer Höhe, B	mittel- und grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein	90	1		9	2	14	82	2							
(329) Friedh. Kaum- berg	mittel- bis grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein ?	69	1		30		9	87	3	1						
(327) S Reh- hof, B	grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein ?	51	1		48		6	93	1							
(328) S Reh- hof, C	feinkörniger, kalkiger Sand- stein	Laaber Sand- stein ?	79	1		20		14	75	11							
(324) Reisberg	grobkörniger Sandstein	Laaber Sand- stein ?	57	1		42	1	9	89	1							
B 236 a Hir- schen- graben	kieseliger Sand- stein, fein- körnig	Laaber Sand- stein	70	1		29	1	7	88	3							1
B 236 b Hir- schen- graben	kieseliger Sand- stein, grob- körnig	Laaber Sand- stein	43	3		54	+	7	86	7							
B 235 Pöller- bach	feinkörniger, dünnplattiger, kieseliger Sand- stein, Sandstein mit Mangan- klüften	Laaber Sand- stein	98			2	+		++								

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Alle sicher als Laaber Sandstein bezeichneten Proben zeigen die schon bei früheren Untersuchungen von Eozänflysch erkannte und seither immer wieder beobachtete Schwermineralzusammensetzung: überwiegend Zirkon, daneben Rutil und Turmalin. Auch die als „vermutlich Eozän“ bezeichneten Proben B 210, (329), (328), (327), (324) liefern dasselbe Analyseergebnis und gehören danach zweifellos diesen Schichten an.

b) Greifensteiner Sandstein

Aus der Nordzone des Wienerwaldes wurde Greifensteiner Sandstein von mehreren Orten untersucht:

	Gesteinstypus, Fazies nach Göttinger	Altersstellung																	
			op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si		
B 162 Kron- stein	sehr grober Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	62	2	36	5	9	58	22	5			1						
(106) Gugging	gelblicher Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	51	3	46		10	65	22				3						
(105) Plöcking	gelblicher Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	23	2	75	2	25	66	2				5						
T 44 Hir- schen- graben	fein- und grob- körniger, gelb- licher Mürbsand- stein, massig	Greifen- steiner Sandstein	60	5	35	3	22	62	13										
B 164 N Laa- bach	graugelber Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	44	5	51	6	12	68	13	1									
B 171 Hain- buchsteg	gelblicher Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	69	2	29	1	20	77	2										
B 173 Gr. Wr. Berg	massiger, gelblich- grauer Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	49	2	49		19	74	6							1			
B 182 S Kl. Pfalzbg.	feinkörniger Mürb- sandstein	Greifen- steiner Sandstein	46	4	50		30	66	4										
B 201 NW Schwa- bendorf	sehr grobkörniger Mürbsandstein	Greifen- steiner Sandstein	57	2	41	1	19	68	11				1						
B 151 a NO Brand	feinkörniger Ton- gallensandstein	Greifen- steiner Sandstein	66	2	32	1	17	72	10										
B 151 b NO Brand	grobkörniger Quarzsandstein	Greifen- steiner Sandstein	47	1	52	1	18	70	11										

(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)

Sämtliche untersuchte Gesteinsproben haben übereinstimmendes Schwermineralspektrum: Zirkon begleitet von Rutil und Turmalin kennzeichnet das Gestein. Somit hat Eozänflysch sowohl in seiner Ausbildung als Greifensteiner Sandstein, wie auch als Laaber und Gablitzer Sandstein einen charakteristischen Schwermineralgehalt. Dasselbe Charakteristikum konnte auch schon im Eozänflysch aus dem Untergrund des Wiener Beckens bei Untersuchungen von Bohrproben festgestellt werden. (Über eine Erstreckung von 500 m war das Schwermineralspektrum konstant.)

Für die Entstehung des Eozänflysch sind also gleichmäßige Belieferung des Absatzbeckens mit gleichartigem Detritus, sowie gute Durchmischung desselben und gleichmäßige Absatzbedingungen anzunehmen.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Wieseneder hat er sowohl im Flysch des Beckenuntergrundes als auch bei einzelnen Vergleichsuntersuchungen aus dem Wienerwald ähnliche Analysenergebnisse erzielt. Durch quantitative Feststellung des Schwermineralanteiles konnte er auch eine Unterscheidung zwischen Laaber Schichten und Greifensteiner Sandstein treffen: die Laaber Schichten führen weniger Schwerminerale als der Greifensteiner Sandstein.

8. Flyschausläufer nördlich der Donau

Im Anschluß an Schwermineraluntersuchungen von Flyschgesteinen aus dem Gebiet des Wienerwaldes stellte mir Herr Dr. Grill zahlreiche Proben aus seinem Kartierungsgebiet zur Bearbeitung zur Verfügung. Sie stammen aus der nördlich der Donau nach Norden ziehenden Fortsetzung des Wienerwaldflysches aus der Bisamberg- und der Rohrwaldkulisse.

Wie zu erwarten, stimmt die mineralogische Zusammensetzung dieser Gesteine mit der der entsprechenden Schichten aus dem Bereich des Wienerwaldes gut überein: das hervorstechende Merkmal des Oberkreideflysches, der Granatreichtum sowie die charakteristische Zirkon-Rutil-Turmalingesellschaft im Eozänflysch sind auch hier zu finden.

Die Untersuchung der aus der höchsten Oberkreide, aus Schichten an der Grenze Kreide-Tertiär und aus dem tiefsten Eozän stammenden Proben brachte eine wertvolle Ergänzung der im Wienerwald gemachten Erfahrungen. Dort war schon an einzelnen Schichten der Oberkreide, abweichend von der Mehrzahl der untersuchten Proben, ein hoher Zirkon-gehalt festgestellt worden. Hier bei den eigens für die Untersuchung der Grenzsichten gesammelten Proben ist ein langsamer Übergang von granatreichem zu zirkonreichem Sediment, bzw. eine Mischung beider Mineralgesellschaften unverkennbar.

Im folgenden seien die Zahlenverhältnisse in Tabellen angegehen und die einzelnen Analysenergebnisse besprochen. Die Reihenfolge wurde nach der räumlichen Verteilung der Probeentnahmestellen innerhalb der Kartenblätter 4557/III, 4657/I, 4657/III vorgenommen. Auf der Kartenskizze (Tafel XI) ist dieses Gebiet nur in seinem südlichsten Teil (Bisamberg, Flandorf, Manhartsbrunn) erfaßt.

		op	BC	Ba	dM	Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Mo	Zo	Ep	St	Si	Ho
Blatt 4657/I (Rohrwald Kulisse):																	
(1079) Wetzleinsdorf	Eozän, Greifenst. Sandstein	50	3		47	3	14	69	14								
(1072) Karnabrunn	Greifenst. Sandstein	31	6		63	3	22	65	10								
(1068) NW Ober-Gänsersdorf	Greifenst. Sandstein	28	5		67	4	24	58	11			3					
(1069) NW Ober-Gänsersdorf	Greifenst. Sandstein Glaukonitische Einlagerung	89	+		21	3	15	77	5								
(1073) NW Ober-Gänsersdorf		32	5		63	10	8	75	5	1						1	
(1074) NW Ober-Gänsersdorf	Kreide ?	53			47	22	13	62	2	1							
(1075) NW Ober-Gänsersdorf		99			1			+									
(1070) Daberg	Greifenst. Sandstein	43	5		52	16	10	54	15			1			4		
Blatt 4657/III:																	
(1031) Flandorf	Eozän ?	94	1		5	14		62	14	10							
(1017) Tradenberg	Eozän	67	4		29	7	48	29	13	1	1					1	
(1016) Tradenberg	Oberkreide	73	8		19	33	20	30	17								
(1044) SW Königsbrunn	Oberkreide	45	1		54	22	29	39	8	1				+	+		
(1021) Rehgraben	Oberkreide	49	7		44	40	22	11	10	15				1	+		+
(1035) Langenzersdorf	Oberkreide	41	16		43	84	6	2	3	4						1	
(1085) Langenzersdorf	Oberkreide hangend. Kalksandstein	60	13		27	72	4	8	8	2						6	
(1086) Langenzersdorf	Oberkreide, Mürbsandstein	20	12		68	73	7	5	7	8							
(1087) Langenzersdorf	im Liegenden von (1085)	89	4		7	34	3	53	7	3							
(1012) Klausgraben Bisamberg	Oberkreide (begleitet Schiefer)	59	8		33	36	12	44	4	4							
(Erklärung der Abkürzungen auf Seite 170)																	

Blatt 4557/III:

Die nördlichste Probe (421) ist eine mit Globotruncanen belegte Oberkreide in Begleitung der Leiser Klippen. Die Schwermineralgesellschaft zeigt wesentlich andere Zusammensetzung als bei Flysch-Oberkreide. Es fehlen vorläufig noch Vergleichsproben.

(418) und (419) sind Proben von Eozänflysch mit Nummuliten (Greifensteiner Sandstein); der Schwermineralgehalt entspricht dem, der bisher im Eozän immer wieder beobachtet wurde. Probe (420) wurde im Gelände ebenfalls dem Eozän zugeordnet, zeigt jedoch einen etwas erhöhten Granatgehalt.

Blatt 4657/I:

Weiter nach Süden anschließend wurde im Zuge der Bisambergkulisse eine Gruppe von Eozänflyschproben aus der Umgebung von Groß Rußbach analysiert. Sie zeigen alle (auch Nr. 1078 aus dem untersten Tertiär, im Verband mit bunten Schichten) das bisher als für Eozänflysch charakteristische Schwermineralspektrum mit reichlicher Zirkonvornmacht.

Die daran südlich anschließenden Schichten liefern ein Spektrum, das wie eine Mischung von den bisher als typisch gefundenen Spektren von Oberkreide und Eozänflysch anmutet: (1025) und (1080) Sandstein in Begleitung von Ruinenmergel, (1081) Mürbsandstein, (1083) Oberkreide in Zusammenhang mit bunten Schichten hat die „normale“ Oberkreide-Mineralvergesellschaftung. Es lassen sich demnach die im Raume von Groß Rußbach bereits im Gelände und auf Grund von paläontologischen Befunden als Grenzsichten zwischen Kreide und Tertiär angesprochenen Schichten auch mineralogisch klar erfassen. Diese Erfahrung ist wertvoll für die Deutung ähnlicher Verhältnisse im Wienerwald.

Das Eozän bei der Drechslermühle und weiter südlich am Atzberg zeigt die bekannte Zusammensetzung, vielleicht wäre der etwas hervortretende Rutilgehalt anzumerken. Die Oberkreide bei Mollmannsdorf zeichnet sich durch äußerst geringen Gehalt an durchsichtigen Schwermineralen aus. Bei Manhartsbrunn liegen wieder Eozänproben mit der gewohnten Mineralgesellschaft.

Aus der am Westrand dieses Kartenblattes gelegenen Rohrwaldkulisse lagen Eozänflyschproben aus Wetzleinsdorf (1079) Karnabrunn (1072) und Ober-Gänserndorf (1068, 1069) zur Bearbeitung vor, die die für Eozän „normale“ Schwermineralgesellschaft führen.

Die Oberkreide bei Ober-Gänserndorf (1073, 1074, 1075) fällt durch geringen Granatgehalt und hohe Zirkonzahlen auf. Es ist dies ein weiteres Beispiel für Zirkonreichtum in der obersten Oberkreide, wie es auch im Wienerwald innerhalb der Altlenzbacher Schichten (Oberkreide, Nordzone), siehe Analysen Nr. B 149, B 144, B 160 a, b, B 159, B 185 b, B 189, B 172) zu beobachten ist.

Diese Beobachtungen verleiten zu der Annahme, daß der Wechsel im Schwermineralgehalt an der Grenze von Oberkreide und Tertiär in einem langsamen Ausklingen der zuerst vorherrschenden granatreichen Schüttung und einem allmählichen Zunehmen des zirkoureichen Detritus begründet liegen, daß also in einem gewissen Zeitraum das Schwermineralspektrum die Mischung von zwei unterschiedlichen Herkunftsgebieten wiedergibt, wobei unter „Herkunftsgebiet“ nicht unbedingt zwei räumlich getrennte „Gehiete“ verstanden werden müssen, sondern auch durch Hebung und dadurch bedingte verstärkte Abtragung einzelner Areale hintereinander mineralogisch verschieden zusammengesetzte Liefergesteine aufgearbeitet worden sein können.

Das Eozän von Daberg (1070) fällt mit 16% Granat auf und unterscheidet sich im Schwermineralgehalt nicht von den vorher als zirkonreich bezeichneten Oberkreideproben.

Blatt 4657/III:

Im Bereich dieses Kartenblattes wiederholen sich ähnliche Verhältnisse wie in dem daran nördlich anschließenden.

In einer Eozänprobe O Flandorf (1017) wurde viel Rutil ermittelt (siehe dazu Eozän bei Drechslermühle und Atzberg auf Blatt 4657/I). NO Flandorf (1031) beinhaltet Eozän auch einige Prozent Granat, dagegen fällt in der Oberkreide SO Flandorf (1016, 1044) Zirkon in größeren Mengen auf.

Auch die Oberkreide eines Aufschlusses im Klausgraben am Bisamberg (1012) zeigt eine Mischung von granatreichem und zirkonreichem Detritus. Auch im Flysch vom Rehgraben (1021) wird der Granat noch zurückgedrängt, erreicht aber in den Schichten bei Langenzersdorf 70—80% (1035, 1085, 1086).

V. Zusammenfassung (Übersicht)

In der vorliegenden Studie wurde der Versuch unternommen, sandige Absätze mit Hilfe mineralogischer Methoden zu korrelieren. Da erfahrungsgemäß die Kenntnis der accessorischen Schwerminerale für eine Typisierung von psammitischen Sedimenten ausreicht, beschränkte sich die Untersuchung auf die Feststellung der Schwermineral-Vergesellschaftung.

Mit Hilfe der Schwermineralanalyse war es möglich, einzelne Schichtpakete voneinander zu trennen, bzw. sie auf größere Erstreckung zu verfolgen. Es wurde versucht, die „stratigraphische Einordnung der Analyseergebnisse“ in der beiliegenden Tafel XI darzustellen.

Die hier bearbeiteten ältesten Gesteine vorkretazischen Alters (Lunzer Sandstein, Grestener Schichten, Kalksburger Schichten) enthalten sehr wenig Schwerminerale oder zumindest sehr wenig durchsichtige Schwerminerale, und unter diesen sind fast nur die gegen Verwitterung und mechanische Zerstörung während des Transportes widerstandsfähigen „stabilen Minerale“ Zirkon, Rutil und Turmalin vertreten. Transport und chemische Umsetzung dürften eine Auslese unter den Mineralen des Detritus bewirkt haben.

Die wenigen bisher untersuchten Gesteinsproben aus der Unterkreide zeigen ähnliche Verhältnisse, jedoch könnte die Armut an Schwermineralen in diesen Gesteinen (es sind meist Mergelschiefer, Quarzite, Kalksteine) auf die an sich geringe Menge eingeschwemmter Mineralkörner zurückzuführen sein.

Im Wienerwald und in den Flyschausläufern nördlich der Donau zeigen die Gesteine aus Oberkreide und Eozän höheren und mannigfaltigeren Schwermineralgehalt. Es scheint, daß der Detritus ohne lange Transportwege aus kristallinem Gebiet eingeschwemmt worden ist.

Das Schwermineralspektrum des Oberkreideflysches ist im allgemeinen durch Granatreichtum charakterisiert; die Abkunft der Trogfüllung muß in dieser Zeit von kristallinen Schiefern (z. B. Granatglimmerschiefern) abgeleitet werden.

Im Eozänflysch fehlt unter den Schwermineralen Granat fast vollständig und das Spektrum wird von Zirkon in Begleitung von Rutil, Turmalin und wenig Monazit bestimmt. Diese Mineralgesellschaft deutet auf eine Abstammung von granitischen Gesteinen hin.

Die Analysen von Proben aus den obersten Oberkreideschichten oder aus Schichten von der Grenze Kreide-Tertiär bringen eine Schwermineralgesellschaft zutage, die wie eine Überlagerung zweier

Mineralgesellschaften anmutet, wie wir sie einerseits im granatreichen Oberkreide-Spektrum, anderseits im zirkonreichen Eozän-Spektrum dargestellt haben.

Es wäre Sache weiterer Studien, eine Klarlegung dieser Verhältnisse zu erreichen. Eine Überlagerung zweier Spektren durch Zusammentreffen von Detritus aus zwei unterschiedlichen Einzugsgebieten müßte sich durch Untersuchung genügend vieler, regional entsprechend voneinander entfernten Probestellen erkennen lassen; ein Überwiegen der einen oder der anderen Schüttung in lokalen Bereichen des Sedimentationsbeckens, innerhalb derselben Schicht wäre ein Beweis. Eine gleichbleibende Mischung der beiden Typen würde auf eine Vermischung der Komponenten schon vor Eintritt des Materials in den Absatztrog deuten.

Die mineralogische Untersuchung von Gesteinen aus dem Klippenhüllflysch ergab eine Gliederung dieser Gesteine in zwei Gruppen, und es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um die dadurch auftretenden Fragen zu beantworten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen einiger Gesteinsproben aus der Kalkalpinen Oberkreide (Gosau) werfen weitere Fragen auf.

Immer wieder wurde bei der Verarbeitung des Materials erkannt, daß zur Charakterisierung einzelner Sedimente eine große Zahl von Proben untersucht werden muß, um Gesetzmäßigkeiten in der mineralogischen Zusammensetzung aufzeigen zu können.

VI. Literaturverzeichnis:

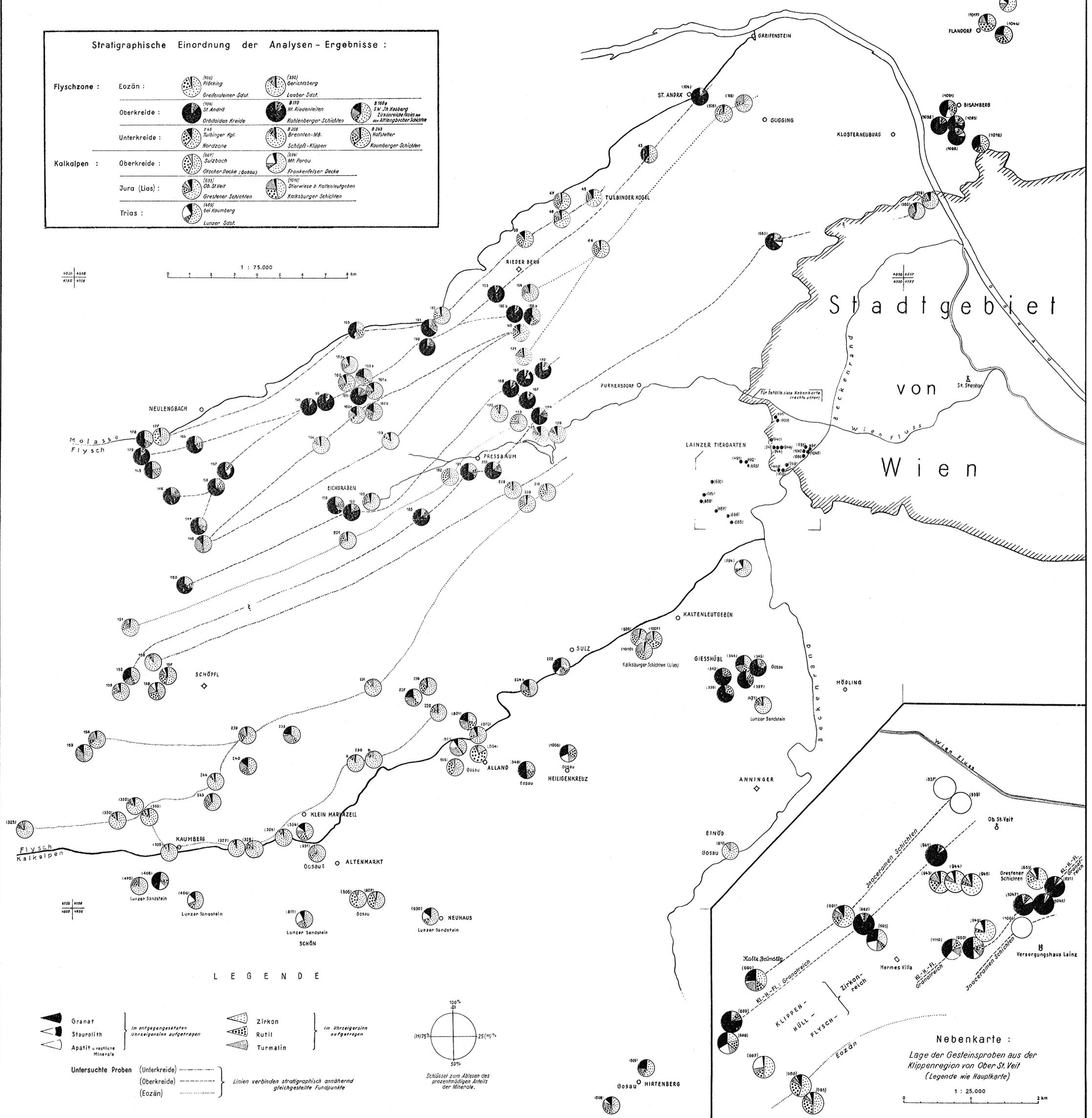
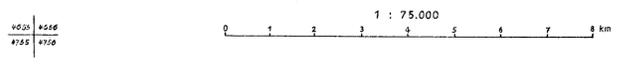
- Grill R.: *Aufnahmebericht*. Verh. Geol. B. A. 1948, Wien 1950, S. 47.
 Göttinger G.: *Aufnahmeberichte*. Verh. Geol. B. A. 1925—1939.
 Göttinger G.: *Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches*. Ber. R. f. B. 1944, S. 73.
 Küpper H.: *Der Kalkalpenrand bei Kaumberg*, N. Ö. Jb. Geol. B. A., Bd. 92, 1947, Wien 1949, S. 117.
 Tauber A. F.: *Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien*. Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigst. Wien 1940, S. 145.
 Trauth F.: *Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens*. Mitt. Geol. Ges. 21, 1928, Wien 1930, S. 35.
 Wieseneder H.: *Die mikroskopische Untersuchung der Sedimentgesteine in der geologischen Forschung und Praxis*. Mikroskopie, Bd. 4, 1949.

Verteilung der Schwerminerale in Gesteinen der Flyschzone und des Kalkalpenrandes im Bereich von Wien.

Bearbeitet von Dr. G. Woletz (1947-50)

Stratigraphische Einordnung der Analysen - Ergebnisse :

Flyschzone :	Eozän :	(105) Flöcking Greifensteiner Sdst.	(330) Gerichtsberg Loaber Sdst.
	Oberkreide :	(104) St. Andrä Orbitoiden Kreide	(170) Hl. Riedenteilen Kahlenberger Schichten (108) Brennten-MB. Schöpfel-Klippen (109) Hofstetter Kaumberger Schichten
	Unterkreide :	(107) Tulbinger Kgl. Nordzone	(106) Mt. Perou Frankenfelsen Decke
Kalkalpen :	Oberkreide :	(107) Sulzbach Otscher Decke (Gosau)	(106) Mt. Perou Frankenfelsen Decke
	Jura (Lias) :	(103) Ob. St. Veit Grestener Schichten	(104) Stierwiese & Kallenleutgeben Kalksburger Schichten
	Trias :	(109) bei Kaumberg Lunzer Sdst.	



LEGENDE

	Granat		Zirkon
	Staurolith		Rutil
	Apatit u. restliche Minerale		Turmalin

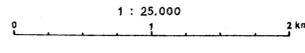
} im entgegengesetzten Uhrzeigersinn aufgetragen
 } im Uhrzeigersinn aufgetragen

Untersuchte Proben (Unterkreide) -----
 (Oberkreide) -----
 (Eozän) -----

Linien verbinden stratigraphisch annähernd gleichgestellte Fundpunkte

Schlüssel zum Ablesen des prozentmäßigen Anteils der Minerale.

Nebenkarte :
Lage der Gesteinsproben aus der Klippenregion von Ober St. Veit
(Legende wie Hauptkarte)



Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone

Von Nikolaus Anderle
(mit 2 Tafeln)

Inhalt

	Seite
Vorwort	195
I. Einleitung	196
II. Stratigraphische Beobachtungen	197
1. Das Gailtaler Kristallin	197
2. Das Nötscher Karbon	198
3. Die Grödener Sandsteine	200
4. Die Werfener Schiefer	203
5. Die Gutensteiner Kalke	205
6. Die Wettersteinkalke und -dolomite	206
7. Die Carditaschichten	210
8. Der Hauptdolomit und die Korallenkalke vom Dobratschgipfel	212
9. Die jüngsten Schichtglieder	217
III. Die Tektonik im Gebiet des Dobratsch	217
1. Der Aufbau des Dobratsch	218
2. Die regional-tektonische Stellung des Dobratsch	220
3. Die alpin-dinarische Grenzzone	222
IV. Die Morphologie des Dobratsch	227
1. Der Einfluß der einzelnen Gesteine auf das Landschaftsbild im Dobratschgebiet	227
2. Der Einfluß der Tektonik auf das Landschaftsbild im Dobratschgebiet	228
V. Zur zeitlichen Einordnung der tektonischen Bewegungsvorgänge im Dobratschgebiet	230
Literaturverzeichnis	233

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis meiner in den Jahren 1933—1935 im Dobratschgebiet durchgeführten Aufnahmsarbeiten, die damals für die Bearbeitung meiner Dissertation begonnen wurden.

An dieser Stelle danke ich vor allem meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. L. Kober, der mir vorgeschlagen hat, das Dobratschgebiet auf Grund der modernen stratigraphisch-tektonischen Auffassungen zu untersuchen.

Infolge der Kriegsereignisse war es mir erst nach dem Krieg wieder möglich, an die in der Dissertationsarbeit dargelegten Forschungsergebnisse anzuknüpfen und die Arbeiten im Drauzug weiterzuführen. Auch ist die geologische Literatur über dieses Gebiet inzwischen erheblich gewachsen, so daß sich die Notwendigkeit ergab, eine ergänzende Besprechung dieser Arbeiten vorzunehmen.

Da meine Feldarbeiten zur Erstellung der geologischen Karte des Dobratschgebietes in den Sommermonaten 1933—1935 durchgeführt wurden, war es zweckmäßig, die nach meiner Kartierung erfolgten geologischen Aufnahmen von Felser, Holler, Stini und Klingner in meiner Karte zu ergänzen, um sie auf den heutigen Stand der Erkenntnisse zu bringen.

Aus Platzmangel habe ich auf den Abschnitt, der sich mit der Geschichte der geologischen Erforschung des Dobratschgebietes befaßt hat, verzichtet. Bezüglich der paläontologischen Bearbeitung des Nötscher Karbons und der Carditaschichten verweise ich auf die angeführten Literaturquellen. Ebenso habe ich den Abschnitt, welcher dem Thema der dieses Gebiet betreffenden Vererzung gewidmet war, gestrichen, weil gerade auf diesem Gebiet in den letzten Jahren eine Reihe von einschlägigen Arbeiten entstanden sind, auf die ich verweisen möchte. Schließlich sei noch bemerkt, daß das Literaturverzeichnis nicht alle dieses Gebiet betreffenden Arbeiten umfaßt. Es wurden nur jene Arbeiten berücksichtigt, auf die ich entsprechend meiner für dieses Gebiet aufgeworfenen Problemstellung direkt Bezug genommen habe. Vollständige, dieses Gebiet betreffende Literaturangaben sind bei F. Heritsch, Die Karnischen Alpen, bei J. Stini, Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach, und schließlich in der Geologie der Ostmark von F. Schaffer zu finden.

In hochachtungsvoller Verehrung sei diese Arbeit meinem Lehrmeister gewidmet.

I. Einleitung

Rund 50 Jahre sind vergangen, seit welchem Zeitpunkt die ersten ausgezeichneten Arbeiten über die Geologie der Gailtaler Alpen von G. Geyer (1897—1901) erschienen sind. Dann ist für lange Zeit ein Stillstand in der geologischen Erforschungsgeschichte der Gailtaler Alpen eingetreten. Erst spät nach dem ersten Weltkrieg entfaltete sich wieder eine regere Tätigkeit. Besonders der Bleiberger Erzberg stand im Mittelpunkt des Interesses. Die Erforschung dieses Gebietes ist eng mit den Namen Tornquist, Tschernig und H. Holler verknüpft. Von J. Stini wurde 1937 das Diluvium des Villacher Beckens bearbeitet und in einer ausgezeichneten Karte dargestellt. Auch das Nötscher Karbon wurde in dieser Zeit von Heritsch und O. Felser untersucht. Durch diese Arbeiten sind wertvolle Erkenntnisse gewonnen worden.

Meine Untersuchungen hatten die Aufgabe, die geologisch-tektonische Stellung des Dobratsch im Rahmen des alpin-dinarischen Grenzgebietes zu klären. Um dieser Frage näher zu kommen, war eine regional-geologische Betrachtung des ganzen Drauzuges erforderlich, und ich habe daher nach dem Krieg den Fragenkomplex insofern erweitert, als ich eine vergleichende Stratigraphie für das Dobratschgebiet und seine im Norden und Süden benachbarten Gebirgszüge zusammengestellt habe.

Auf Grund der in der vorliegenden Arbeit dargelegten geologischen Übersicht über die in diesem Gebiet verbreiteten Gebirgszüge war es mir möglich, die regional-tektonische Stellung des Dobratschmassivs klarzustellen und schließlich den Einfluß der dieses Gebiet betreffenden tektonischen Ereignisse zu untersuchen. Das Ergebnis dieser Forschungen soll kein Abschluß sein. Es ist nur ein Weg zur Erkenntnis, welcher als Grundlage für die zukünftige geologische Forschungsarbeit in diesem Raum dienen soll.

II. Stratigraphische Beobachtungen

1. Das Gailtaler Kristallin

Allgemeines. Die Schichtfolge des untersuchten Gebietes beginnt mit dem Gailtaler Kristallin, das im Schichtverband mit dem Paläozoikum, nämlich dem Nötscher Karbon, antritt. Transgressiv liegt über dem variszisch gefalteten alten Gebirge das jungpaläozoisch — mesozoisch und alpin — gefaltete System, das bis zu den Korallenkalken des Dobratschgipfels reicht. Jura und Kreide ist in diesem Gebiet bisher nicht bekanntgeworden. Die von Stelzner und H. Paschinger beschriebenen Bobnitzer am Dobratschgipfel lassen den Schluß zu, daß auch in diesem Gebiet Tertiärablagerungen vorhanden gewesen sein müssen.

Das Vorkommen des Gailtaler Kristallins im Dobratschgebiet beschränkt sich nur auf die Westseite desselben. Sie sind als Glimmerschiefer und Phyllite entwickelt. Nordwestlich von Nötsch tritt ein schmaler Streifen von Schiefergneis und Amphibolit auf, der von Gängen eines parallel zur Schieferung eingedrungenen Granites durchsetzt ist. Das Kristallin streicht von Westen her am Südfuße der Gailtaler Alpen bis an den Westrand des Dobratsch, wo es östlich von Nötsch unter dem Schloß Wasserleonburg unter die alpinen Gesteine des Dobratschgebietes untertaucht. Die Mächtigkeit, soweit aufgeschlossen, beträgt zwischen Nötsch im Süden und dem Nötscher Karbon im Norden ungefähr 500 *m*. Das Kristallin in der Fazies der Tonglimmerschiefer, wie die alte Geologie sagt, steht meist saiger oder fällt steil südlich ein.

In dem von mir untersuchten Gebiet ist es nördlich der Ortschaft Labientschach, also am Südfuße der Badstuhlen, dann nördlich der Ortschaft Nötsch am Eingange des Roten Grabens und unter dem Schloß Wasserleonburg aufgeschlossen. Das Kristallin grenzt zum Teil im Norden an das Nötscher Karbon, während es im Osten transgressiv von dem Grödener Sandstein überlagert wird. Die Grenze zwischen dem Nötscher Karbon und dem Kristallin ist nicht als eine normale Schichtgrenze zu deuten. Nach der Ansicht F. Kahlers liegen auch hier Diskordanzen vor, die durch eine Störung bedingt sind und die auf ältere variszische Bewegungen hinweisen. Dagegen kann man zwischen dem Grödener Sandstein und dem Kristallin, wie schon erwähnt, eine Diskordanz vorfinden, ein Verhältnis, das klar den Gegensatz zwischen variszischer und alpiner Gehirgsbildung zum Ausdruck bringt.

Detailbeobachtungen. Nördlich der Ortschaft Nötsch am Eingange des Nötschergrabens ist das Gailtaler Kristallin an beiden Seiten des Nötscherhaches auf einer Strecke von 700 bis 800 *m* anstehend. Es treten an dieser Stelle Tonglimmerschiefer auf, die stark tektonisch verarbeitet sind. Das Schichtfallen ist teils saiger, teils steil nach Süden gerichtet. Die Streichrichtung des Gailtaler Kristallins verläuft parallel zur Streichrichtung des Gailtales WNW—OSO. Vom Nötscherhach gegen Osten sind die Glimmerschiefer und Phyllite noch etwa 500 *m* weit zu verfolgen. Unter dem Schloß Wasserleonburg finden sich die östlichsten Aufschlüsse. Gegen Norden sind die Glimmerschiefer nördlich der WNW—OSO verlaufenden Linie Ortschaft Labientschach—Nötschergraben von Grödener Sandsteinen überlagert. Etwa 1 *km* nördlich der Ortschaft Labientschach ist das Kristallin wieder aufgeschlossen, wo es mit seinem nördlichen Rand

an das nördlich davon verbreitete Nötscher Karbon unmittelbar angrenzt. Die Glimmerschiefer und Phyllite lassen sich an dieser Stelle (s. geologische Karte Gehöft Bleiberger-Graber) auf einer Strecke von 200 *m* verfolgen. Auch hier steht das Kristallin senkrecht.

Die Grenze zwischen dem Nötscher Karbon und dem Kristallin ist durch eine kleine Bachfurche, die westlich vom Bleiberger-Graber-Gehöft in den Nötscherhach mündet, vorgezeichnet. Nördlich dieser Talfurche sind in nördlicher Richtung die ersten Aufschlüsse des Nötscher Karbons an der Straße zu beobachten. Ebenso ist auch auf der Ostseite der Straße die Grenze zwischen Nötscher Karbon und Gailtaler Kristallin durch eine Talfurche gekennzeichnet. Beim Abstieg von der Straße in den Nötschergraben (auch Roter Graben genannt), und zwar an jener Stelle, wo der Nötscherbach die Straße verläßt und in den Roten Graben fließt, ist noch zunächst das Kristallin aufgeschlossen. Etwa 100 *m* grabenabwärts ist eine deutliche Grenze zwischen dem Gailtaler Kristallin und dem Grödener Sandstein zu beobachten. Innerhalb einer Strecke von 10 *m* kann man an den Aufschlüssen die Diskordanz dieser aneinandergrenzenden Gesteinsarten feststellen.

An dieser Stelle ist die auffallende Diskordanz zwischen dem Gailtaler Kristallin und dem Grödener Sandstein durch den Gegensatz besonders der Lagerungsverhältnisse ins Auge springend, denn die Glimmerschiefer sind steilgestellt, wohingegen der Grödener Sandstein östlich davon im Roten Graben flach einfällt.

2. Das Nötscher Karbon

Allgemeines. Das Nötscher Karbon baut den westlich von Dobratsch gelegenen, hewaldeten Bergrücken — die Badstuben genannt — auf, die sich landschaftlich von den umliegenden triadischen Gebirgsketten besonders auffallend in ihren sanften morphologischen Zügen abhebt.

Das Nötscher Karbon besteht aus dunkelgrün bis schwarz gefärbten Tonschiefern, Konglomeraten und Sandsteinen, die von Lagen eines grünen Gesteines durchsetzt sind, das früher für Diabas gehalten wurde. Nach den neuesten Darlegungen von Felser handelt es sich um eine aus dem Kristallin (vorwiegend Amphibolit) hervorgegangene Brekzie, die als Aufbereitungsprodukt eines kristallinen Zuges aufzufassen ist? Die Tonschiefer des Nötscher Karbons haben eine starke Verschieferung mitgemacht. Die Mächtigkeit beträgt 500—600 *m*. An den Aufschlüssen des Nötscher Karbons läßt sich ähnlich wie bei den Gesteinen des Gailtaler Kristallins ebenfalls ein saigeres oder steil nach Süden gerichtetes Schichtfallen beobachten. Das Nötscher Karbon wurde in der letzten Zeit eingehend von den Grazer Geologen Heritsch, Angel, Aigner und Felser sowohl paläontologisch als auch petrographisch untersucht, so daß ich hier in diesem Zusammenhang nur auf die im Literaturverzeichnis angeführten Arbeiten verweisen möchte.

Gegen Osten fällt das Nötscher Karbon im Streichen unter die Gesteine des Dobratsch ein. Das axiale Gefälle ist im Thorgraben gut zu beobachten. Andererseits kann man an den Aufschlüssen im Erlachbachgraben sehen, wie das Nötscher Karbon nach Norden auf die steil nach Süden einfallenden Hauptdolomite des Bleiberger Erzberges aufgeschoben ist. Am Ursprunge des Erlachbachgrabens treten stellenweise gering mächtige

Grödener Sandsteine auf. Diese Sandsteine scheinen bei der Überschiebung des Nötscher Karbons über den Hauptdolomit mitgerissen worden zu sein.

Südlich von Bleiberg Kreuth treten zu beiden Seiten der nach Nötsch führenden Straße in einer Breite von mehreren 100 m grüne Gesteine auf, die, wie oben schon erwähnt, als eine aus dem Kristallin hervorgegangene Brekzie angesehen werden. Sie treten nur im Nötscher Karbon auf und liefern uns dadurch zugleich einen Hinweis für ihr Alter. An der oberen Grenze der sogenannten grünen Gesteine tritt in der Nähe des Gehöftes Bleiberg-Graber ein Granit auf. Heritsch vergleicht diesen Granit mit dem Granit von Seebach bei Villach und ist der Auffassung, daß diese Granitintrusionen im Rahmen der alpinen Gebirgsbildung entstanden sind. Es konnte bisher aber keine Beziehung des Granites zu alpinen Sedimenten, etwa dem Grödener Sandstein, beobachtet werden.

O. Felser stellte bei seinen Untersuchungen fest, daß der Granit variszisches Alter haben müßte, da im Hangendkonglomerat Trümmer desselben, sowie vom Altkristallin (Kalkglimmerschiefer, Amphibolit) aufgearbeitet wurden. Der Granit ist stark deformiert. Die Tatsache, daß die Granitintrusionen beim Gehöft Bleiberg-Graber und schließlich die Dioritvorkommen bei Achomitz in so unmittelbarer Nähe auftreten, weist auf große tektonische Störungen während der variszischen Gebirgsbildung hin.

Das Nötscher Karbon ist auf das Vorkommen westlich des Dobratsch beschränkt. Fazielle Vergleiche oder Gegenüberstellungen zum Paläozoikum der Karnischen Alpen sind bisher noch nicht möglich gewesen. Das Nötscher Karbon enthält eine Fauna, die jener der Visé-Stufe entspricht. Die Konglomerate, Sandsteine und sandigen Tonschiefer stellt O. Felser ins Oberkarbon. Ein stratigraphischer Vergleich des Nötscher Karbons mit dem Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen ist immerhin möglich, aber nach der Ansicht F. Kahlers noch nicht sichergestellt. Äquivalente zum Nötscher Karbon sind südlich der Gail im Bereich der Karnischen Alpen nicht bekannt. Umgekehrt findet man auch keine stratigraphischen Äquivalente des Paläozoikums der Karnischen Alpen im nördlichen Drauzug. Immerhin lassen diese Gegensätze der variszischen Gesteine Anhaltspunkte gewahr werden, daß das Gailtal als Grenzzone im variszischen Alpenbau auch schon existiert haben mag. Vorerst kann hier festgehalten werden, daß schon im Paläozoikum verschiedene Sedimentationsbereiche aneinandergerückt wurden und hier in diesem Raume große tektonische Ereignisse stattgefunden haben, die erklären lassen, daß kaum $4\frac{1}{2}$ km südlich des Nötscher Karbons bei Achomitz sowie in den anschließenden Karnischen Alpen Silur- und Devongesteine, die teils schiefrig und teils kalkig entwickelt sind, auftreten. Allein diese Tatsache zeigt uns, wie wir dann später sehen werden, daß der Raum des Drauzuges eine grundlegende Rolle in den orogenen Zyklen der Alpenwerdung gespielt hat, die einerseits die Zweiseitigkeit des Bauplanes der Alpen hervorgerufen hat und andererseits die Annahme eines einseitigen Gebirgsbaues oder die Existenz zweier Narbengebiete im Alpenbau im Sinne Kraus' ausschließen, denn wir kennen in den nördlichen Alpentteilen kein äquivalentes Gebiet, das diese Zusammendrängung der verschiedensten Sedimentationsbereiche aufweist wie der Raum des Drauzuges und der benachbarten Gebiete.

Detailbeobachtungen. An der Nordseite der Badstuben grenzt das Nötscher Karbon an die Hauptdolomite des Erzberges. Die zwischen

dem Hauptdolomit und dem Nötscher Karbon verlaufende Störung ist als eine steil nach Süden fallende Überschiebungsbahn zu deuten, u. zw. insofern, indem das Nötscher Karbon auf die triadischen Gesteine des Erzberges aufgeschoben ist.

Diese Überschiebungslinie läßt sich etwa von der von St. Stefan auf die Windische Höhe führenden Straße in annähernd west östlicher Richtung nach Osten auf eine Entfernung von 4 bis 5 km verfolgen. Die Überschiebungslinie streicht vorwiegend WNW—OSO, ändert aber zweimal die Richtung, so daß die west östliche Richtung zweimal beibehalten wird. Die in ihrer Richtung abwechselnd verlaufende Streichrichtung der Überschiebungsbahn des Nötscher Karbons ist auf die im Nötscher Karbon ausgelösten und von O. Felsler erkannten NO-Störungen zurückzuführen, die durch alpine junge Bewegungen verursacht wurden. Diese schon von Tornquist ausgesprochene Überschiebung ist in der Tafel XIII, Fig. 1 angedeutet. Am Ursprung des Erlachbachgrabens tritt Grödener Sandstein in geringer Mächtigkeit auf, der zwischen dem Nötscher Karbon und dem Hauptdolomit eingeklemmt ist. Östlich davon ist der Grödener Sandstein transgressiv über dem Nötscher Karbon gelagert.

Anders verhält sich die Grenze zwischen den alpinen Gesteinen und dem Nötscher Karbon am Ostrand der Badstuben. Hier taucht das Nötscher Karbon steil unter die Dobratschgesteine unter (s. Fig. 2). Diese Erscheinung kann man gut am Hohlweg im Thorgraben oder auch an den Osthängen des Nötscherbachgrabens beobachten. Das Lagerungsverhältnis der Dobratschgesteine, beginnend mit dem Grödener Sandstein an der Basis, zu den Gesteinen des Nötscher Karbons wird durch eine Transgressionslinie (T), die in der geologischen Karte (Tafel XII) eingetragen ist, gestört. Sie ist zum Teil durch diluviale Ablagerungen verdeckt.

3. Die Grödener Sandsteine

Allgemeines. Die Permformation ist im Dobratschgebiet durch das Vorkommen des Grödener Sandsteines vertreten. Die Mächtigkeit des Grödener Sandsteines beträgt durchschnittlich 100—150 m. Es sind meistens rote Sandsteine, die manchmal auch Gerölle von Porphyr und Quarz enthalten. Stellenweise treten auch an der Basis Grödener Konglomerate auf, die mit dem in den Karnischen Alpen vorkommenden Verrukano zu identifizieren sind. Bemerkenswert ist, daß im Dobratschgebiet in Verbindung mit dem Verrukano blaue tonige Kalke auftreten. Ebenso sind Mergel- und Tonablagerungen sowie blaugefärbte feinsandige Schichten an der Westseite (Roter Graben) des Dobratsch verbreitet. Die schönsten Aufschlüsse des Grödener Sandsteines sind an der Westseite des Dobratsch im Roten Graben verbreitet, wo gleichzeitig auch die Grödener Entwicklung am besten beobachtet werden kann. An der Südseite des Dobratschmassivs streicht der Grödener Sandstein, allerdings mit mehrfachen Unterbrechungen, in west östlicher Richtung bis in die Gegend von Ober-Schütt. Die Lagerungsverhältnisse des Grödener Sandsteines sind an der Südseite des Dobratsch durch mehrere Querstörungen mit 100—150 m betragenden Sprungweiten in ihrem einheitlichen Verlauf gestört. Das Westende dieser zerstückelten Teilglieder liegt gegenüber dem Ostende jeweils höher, so daß auf diese Weise ein verhältnismäßig steil nach Osten absinkendes axiales Gefälle der Grödener und der darüberliegenden Schichten eintritt.

An der Nordseite der Dobratschgesteine taucht der Grödener Sandstein nicht an die Oberfläche auf; in der Tiefe bildet er aber die Basis der Dobratschgesteine, weil in der westlichen Fortsetzung des Dobratschgebietes im Erlachbachgraben zwischen dem Nötscher Karbon und den Triasgesteinen der Erzbergzone Grödener Sandsteine transgressiv über dem Nötscher Karbon auftreten.

Detailbeobachtungen. An der Nordseite tritt der Grödener Sandstein, wieschon erwähnt, nur im oberen Erlachbachgraben, etwa im Meridian der höchsten Erhebung der Badstuben, auf. Die Aufschlüsse zeigen keine besondere Schichtung, und die Mächtigkeit ist nur auf wenige Meter beschränkt. Es handelt sich um einen kleinen, zwischen dem Hauptdolomit und dem Nötscher Karbon eingeklemmten Rest des Liegendschenkel, der Dobratschauffaltung (Tafel XII, Querprofil X und XI), welcher die Rolle eines beweglichen Schmiermittels der Dobratsch-Überschiebung gespielt hat.

An der Westseite des Dobratsch kann der Grödener Sandstein in nördlicher Richtung auf einer Strecke von 3 *km* verfolgt werden. Am südlichen Ende der Ortschaft Bleiberg Kreuth sind die nördlichsten Aufschlüsse des Grödener Sandsteines im Bachbett des Nötscherbaches festzustellen. Sie sind an dieser Stelle 30—40 *m* mächtig und fallen flach gegen Norden ein. Sie streichen am Südwesthang des Kilzerberges, also am Nordwestflügel des Dobratsch, zum Thorgraben, wo sie bei den letzten Gehöften unter den Werfener Schiefen und den diluvialen Ablagerungen mit einem gegen Osten gerichteten axialen Gefälle untertauchen. Sie bilden die synklinale Basis der Gesteinsserie des Kilzerberges. Nördlich des Herinsberges (Kote 917) werden die Grödener Sandsteine von diluvialen Ablagerungen bedeckt.

Erst südlich davon im Roten Graben sind die Grödener Sandsteine in ihrer vollen Mächtigkeit entwickelt (Tafel XIII, Fig. 3). Sie beträgt dort 100—150 *m* und ist im Roten Graben auf einer Strecke von 1½ *km* zu verfolgen. Auf die Ausbildung des Grödener Sandsteines im Roten Graben habe ich schon oben hingewiesen.

An der Südseite des Dobratsch ist der Grödener Sandstein nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, da die Basis der Dobratschgesteine durch die Schuttmassen, die heutige Schütt bildend, zum großen Teil verdeckt ist. An den Aufschlüssen kann das west östlich gerichtete axiale Gefälle des Grödener Sandsteines beobachtet werden, der im Meridian Bleiberg Kreuth — Nötsch noch die Meereshöhe von 850 *m* erreicht, während in der Ober-Schütt die Grödener Sandsteine nur bis zu einer Höhe von 680 *m* vorkommen. Auf den Einfluß der Querstörungen habe ich schon oben hingewiesen.

In den bewaldeten Hängen östlich von Saak läßt sich der Grödener Sandstein gut verfolgen, wo er besonders durch die Rotfärbung des Waldbodens auffällt. Östlich des „Tumphi-Wald“ lassen sich die Grödener Sandsteine nicht mehr weiter verfolgen, weil sie von den Schuttmassen, aus denen der Buchriegel aufgebaut ist, bedeckt sind. Das östlichste Vorkommen des Grödener Sandsteines liegt nördlich von Ober-Schütt. Die Mächtigkeit der Sandsteinschichten ist im Meridian von Ober-Schütt wesentlich geringer als im Westen. Bei Föderaun sind über der Talsoble nur mehr die Gutensteiner Kalke vertreten.

Zusammenfassung. Die Beschreibung der stratigraphischen Beobachtungen der Schichtglieder des Karbons und der Permformation im

Dobratchgebiet soll nicht abgeschlossen werden, ohne daß hier die Gegenüberstellung der im Dobratschgebiet vorkommenden stratigraphischen Horizonte dieser Formationen mit jenen der Karnischen Alpen veranschaulicht wird.

Das Unterkarbon ist im Dobratschgebiet durch die Nötscher Schichten vertreten. Das Nötscher Karbon ist wahrscheinlich dem Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen dem Alter nach gleichzustellen.

Während die marine Entwicklung des Oberkarbons und Altperms im Dobratschgebiet fehlt — ins Oberkarbon werden von O. Felser nur gewisse Konglomerate und sandige Tonschiefer des Nötscher Karbons im Erlachbachgraben gestellt — treten im Bereich der Karnischen Alpen als oberes Stockwerk die Schichtfolge der Auernig- und der Rattendorfer Schichten auf. Über ihnen liegt der Trogkofelkalk mit seiner sehr reichen und merkwürdigen Brachiopodenfauna und schließlich die Tarviser Brekzie. Die stratigraphischen Verhältnisse dieser erwähnten Schichtglieder sind in der letzten Zeit von Heritsch, F. Kähler und Metz eingehend bearbeitet worden.

Die Grödener Sandsteine mit den Verrukanoablagerungen an der Basis sind sowohl in den Karnischen Alpen als auch im Dobratschgebiet verbreitet. Der Grödener Sandstein lagert diskordant auf den älteren Gesteinen des Unterperms, im Dobratschgebiet auf dem Nötscher Karbon. Im Bereich der Karnischen Alpen und der südlichen Karawanken wird der Grödener Sandstein von den Bellerophonkalen überlagert. Der Bellerophonkalk gehört einer von Südosten stammenden Ingression des Mittelmeeres in den Ablagerungsbereich der Grödener Sandsteine an. Die Sedimentation der Bellerophonkalke hat sich aber nur auf die südalpine Fazies beschränkt. Im Dobratschgebiet fehlen die Bellerophonkalke. Es ergibt sich für das Gebiet der Karnischen Alpen, Karawanken und den Dobratsch folgende Gliederung des Karbons und Perms:

Tabelle I

Formation	Karnische Alpen und südliche Karawanken	Dobratch
Oberperm	Bellerophonkalk	
	Grödener Sandstein	Grödener Sandstein { tonig und mergelig feinsand. Sandstein toniger Kalk
Unterperm	Verrukano Tarviser Brekzie	Verrukano
	Trogkofelkalk	
	Rattendorfer Schichten	
Oberkarbon	Auernigschichten	Konglomerate, sandige Tonschiefer
Unterkarbon	Hochwipfelkarbon	Nötscher Unterkarbon

Die Gegenüberstellung der stratigraphischen Schichtglieder des Karbons und der Permformation zeigt für beide Gebirgsgruppen größere Unterschiede, die ich hier besonders hervorheben möchte, weil dadurch schon im Paläozoikum große Gegensätze zwischen der nord- und südalpiner Fazies vorhanden waren.

Bei der Beurteilung der damals vorherrschenden Sedimentationsbedingungen zeigt sich, daß die Karnische Schwelle auch nach der variszischen Gebirgsfaltung, also zur Zeit der marinen Transgression und der nachfolgenden Ablagerungszeit, im Oberkarbon und Perm eine entscheidende Rolle für die Trennung bestimmter Sedimentationsräume gespielt haben muß. Dies zeigt sich einerseits darin, indem die Sedimentationströge sehr rasch gewechselt haben müssen, was Heritsch an der stark wechselnden Mächtigkeit der Auernig- und Rattendorfer Schichten nachgewiesen hat. Andererseits hat eine Trennung zwischen den geosynklinalen Sedimentationströgen bestanden, soweit sie die südalpine und nordalpine Faziesentwicklung beeinflußt haben.

4. Die Werfener Schiefer.

Allgemeines. Im Dobratschgebiet wird die alpine Trias durch die Werfener Schiefer eingeleitet. Sie sind besonders an der Westflanke und an der Südseite des Dobratschmassivs aufgeschlossen. Die Werfener Schiefer bilden die Basis der Dohratschtrias und durchziehen in west-östlicher Richtung das Massiv des Dobratsch. Die Lagerungsverhältnisse sind ebenso wie die darunterliegenden Grödener Sandsteine und die darüberliegenden Gutensteiner Kalke von den bekannten NO verlaufenden Querbrüchen stark gestört. Die Mächtigkeit der Werfener Schiefer schwankt sehr häufig und beträgt maximal 50 m. Die Aufschlüsse sind zum Teil durch die Schuttmassen der Dobratschgerölle besonders im Süden vielfach bedeckt, so daß das Verbreitungsgebiet der Werfener Schiefer häufig nur morphologisch erkennbar ist.

Die Werfener Schiefer bestehen aus glimmerhaltigen und mergeligen Schiefergesteinen. Da der Untergrund von den Grödener Sandsteinen gebildet wird, geht auch die Sandsteinfazies in die unteren Partien der Werfener Schiefer über, so daß die Feststellung der stratigraphischen Grenze zwischen den Grödener Sandsteinen und den Werfener Schiefen Schwierigkeiten bereitet. Die tieferen Horizonte sind daher noch sandsteinartig entwickelt und an ihrer rötlichen Färbung erkennbar. Die höheren Glieder sind mergelig ausgehildet und weisen eine graugelbe Färbung auf.

Vielfach sind in den glimmerhaltigen Schieferplatten Versteinerungsabdrücke von *Myophoria*- und *Myacites*-Arten erkennbar.

Die Fazies der Werfener Schichten ist im Dobratsch nordalpin und die Ausbildung kann am ehesten mit der bayrisch-tirolischen Entwicklung verglichen werden. Es fehlt die der südalpiner Fazies eigentümliche kalkige Entwicklung, die stellenweise in den Südalpen als Ergebnis der annähernd gleichen Tiefenverhältnisse des Meeres, wie zur Zeit des Bellerophon-Meeres im Oberperm, sich ergah. Insbesondere in den Karawanken und Steiner Alpen sowie den Julischen Alpen ist die Kalkfazies der skytischen Stufe ausgeprägt entwickelt, wo bläulichweiße und gelbliche, plattige Dolomite, wechsellagernd mit bunten, sandig-glimmerigen Schiefen auftreten, die nach oben in rote oolithische Kalke und teils bunte dolomitische,

teils blau oder grüngraue, plattige Kalke übergehen. Dieselbe enge Verbindung des Bellerophonkalkes mit den Werfener Schiefen ist auch in den südlichen Karnischen Ketten zu beobachten.

Ähnlich wie im Perm sind auch in der unteren Trias die auffallenden Unterschiede zwischen nordalpiner und südalpiner Entwicklung festzustellen, die gleichfalls durch die während dieser Zeit sehr unterschiedlich ausgeprägten Ablagerungsräume bedingt sind.

Während die Werfener Fazies des Dobratschgebietes mit jener der Gailtaler Alpen und der nördlichen Kalkalpen in ihrer petrographischen Ausbildung vergleichbare Analogien aufweist, scheint der große Gegensatz gegenüber der schon oben erwähnten Ausbildung der in den Karnischen Alpen und Karawanken vorkommenden Werfener Schichten auf die auch in dieser Zeit vorherrschenden gegensätzlichen Ablagerungshedingungen der verschiedenen Ablagerungsräume zurückzuführen zu sein; eine auffällige Tatsache, die für den Gedanken, daß das Gailtal in diesem Raum als alpin-dinarische Grenzzone aufzufassen ist, die entsprechende Beweisführung gewährleistet.

Detailbeobachtungen. Die Verbreitung der Werfener Schichten im Dohratschgebiet ist eng verknüpft mit dem Vorkommen des Grödener Sandsteines. Im Westen des Dobratschmassivs sind sie an der Basis des Kilzer- und Schloßberges aufgeschlossen. Am Nordflügel des Kilzerberges zeigen die Werfener Horizonte — soweit überhaupt aufgeschlossen — ein leicht nach Süden gerichtetes Schichtfallen. An der Westseite sind sie im Nötscherbach bei Bleiberg Kreuth zu verfolgen, wo sie dünnbankig geschichtet gegen Norden einfallen.

Die Werfener Schiefer vom Kilzerberg sind muldenförmig gelagert (Tafel XIII, Fig. 4), wobei an der Nordseite des Kilzerberges der nördliche Schenkel aufgeschlossen ist, während im Westen im Nötscherbach und am Südwestabhang desselben der südliche Schenkel der Synklinale zum Vorschein kommt. Die tiefsten Glieder der Werfener Synklinale des Kilzerberges befinden sich unter der Talsohle des Nötscherbaches. Im Bachbett des Nötscherbaches sind nur die tiefsten Glieder der Gutensteiner Schichten aufgeschlossen, die ebenfalls synklinale gelagert sind. Die südliche Fortsetzung der Werfener Schiefer ist durch diluviale Ablagerungen und durch Bergsturm Massen des Dobratsch bedeckt.

Südlich des Thorgrabens sind die Werfener Schiefer an der Basis des Schloßberges aufgeschlossen und verraten sich morphologisch an den an der Nordseite ausgedehnt verbreiteten Wiesen. Es handelt sich um fossilführende Mergelschiefer. Beim Aufstieg vom Roten Graben zum Schloßberg ist folgende Schichtserie aufgeschlossen (Tafel XIII, Fig. 5): An den Hängen des Roten Grabens 60 m rote und darüber in einer Mächtigkeit von 20 m blaurot gefärbte Sandsteine, dann darüberliegend 10 m mächtige gelbrote Sandsteine des Werfener Horizontes und schließlich die Mergelschiefer, sowie fossilführende Mergel mit einer Mächtigkeit von 40 m. Wenn man den Nötscher Abstieg vom Thorgraben nach Nötsch gegen Süden fortsetzt, so überquert man auf einer Strecke von 200 m noch einmal den Grödener Sandstein (Tafel XII, Querprofil X) und gelangt dann wieder in die Werfener Schiefer, die auch in den von der Schloßbergseite herunterziehenden Bachgräben aufgeschlossen zu sehen sind.

An den Südhängen des Dobratsch lassen sich innerhalb des Bergsturzgebietes die Werfener Schiefer nur an wenigen Stellen feststellen. Sie sind ähnlich wie der Grödener Sandstein nordöstlich von Saak, im Tumphi-Wald-Gebiet und am Aufstiegsweg von Arnoldstein zum Arnoldsteiner Alpl verbreitet und fallen in den genannten Gebieten gegen Norden ein. Im Osten treten die Werfener Schiefer noch einmal bei Ober-Schütt auf und verschwinden dann östlich davon gleich wie der Grödener Sandstein unter die Talsoble.

5. Die Gutensteiner Kalke

Allgemeines. Die anisische Stufe zeigt im Bereich des Drauzuges eine wesentlich stärkere Differenzierung der faziellen Entwicklungen zwischen Nord und Süd. Vom Dobratschgebiet ausgehend, ist im Bereich der nordalpinen Fazies an der Basis des Massivs die Gutensteiner-Kalkfazies vertreten. Dagegen tritt am Nordrand der Gailtaler Alpen (Bleiberger Erzberg, Kellerbergzug und seine westliche Fortsetzung) eine wesentlich mächtigere Entwicklung der anisischen Schichtglieder in der Muschelkalkfazies auf. Es handelt sich um graue bis schwärzliche, harte, häufig hornsteinführende, mehr oder weniger gebankte Kalke, die stellenweise auch dolomitisch entwickelt sein können. Sie repräsentieren den Typus der oherbayrischen Fazies des Muschelkalkes, während im Dobratschmassiv selbst die in den östlichen Gebieten der nördlichen Kalkalpen verbreitete Gutenstein-Kalkfazies verbreitet ist. Die Gutenstein-Kalkfazies sowie sie am Dobratsch vertreten ist, wird meistens durch Rauhwaackengesteine eingeleitet, die nach oben hin in dunkle Kalke und Dolomite übergehen. Die Kalke und Dolomite sind häufig mit weißen und rötlichen Kalkspatadern durchzogen.

Anders sind die Verhältnisse südlich des Gailtales. In den nördlichen Karawanken ist die tiefere Gruppe der anisischen Schichtglieder aus grauen dickbankigen Dolomiten und fossilarmen, dolomitischen Kalken gebildet. Die höhere anisische Abteilung besteht aus hornsteinführenden Knollenkalken (Typus Reifinger Kalke).

Die südalpine Fazies zeichnet sich durch einen größeren Fossilreichtum aus, so daß die stratigraphische Gliederung der Südalpen dadurch wesentlich erleichtert war. Im tiefsten anisischen Niveau finden sich in der petrographischen Entwicklung noch keine merklichen Unterschiede zwischen nordalpiner und südalpiner Entwicklung. In den östlichen Julischen Alpen, Karawanken und Steiner Alpen sind die anisischen Horizonte durch schwarze Kalkschiefer und Plattenkalke vertreten, während im Gebiet von Raibl die dolomitischen Tuffe von Raibl-Kaltwasser entwickelt sind.

Die vergleichende Stratigraphie der anisischen Schichtglieder zeigt, daß im Drauzug sowohl als auch in den Südalpen tektonische Vorgänge stattgefunden haben, während welcher fremde tektonische Einheiten in unmittelbare Nachbarschaft geraten sind. Auf diese Fragen wird weiter unten noch eingegangen werden.

Im Dobratschgebiet nehmen die Gutensteiner Kalke dieselbe regionale Verbreitung ein wie die Werfener Schiefer. Sie haben auch dieselbe Querbruchtektonik mitgemacht, wie sie schon oben bei der Betrachtung der Werfener Schiefer beschrieben wurde. Sie machen dasselbe axiale Gefälle von West nach Ost mit, das durch die schon oben geschilderte Querbruch-

tektonik der Dobratschgesteine in seinem einheitlichen Verlauf gestört ist. Am Kilzerberg sowie am Schloßberg, also an der Westflanke des Dobratsch, reichen die Gutensteiner Schichten bis zu einer Meereshöhe von 1100 *m*. Am Ostende des Dobratschmassivs bei Föderaun erreichen die Gutensteiner Kalke vergleichsweise nicht mehr die Meereshöhe von 600 *m*. Der relative Höhenunterschied der gleichen Schichtglieder zwischen West und Ost beträgt mehr als 500 *m*.

Detailbeobachtungen. Die Gutensteiner Schichten lagern in normaler Schichtfolge über die Werfener Schiefer und sind ähnlich wie diese an der Westseite des Dobratsch (Kilzer- und Schloßberg) am besten aufgeschlossen. An der Nordseite des Kilzerberges lassen sie sich bis zum Thorsattel verfolgen. Die östliche Fortsetzung ist durch eine Störung im Ranne des Thorsattels abgeschnitten, denn nach Osten hin finden wir nur mehr die Wettersteindolomite an der Basis des Dobratsch aufgeschlossen. Ähnlich wie die Werfener Schiefer sind auch die Gutensteiner Kalke an der Basis des Wettersteindolomites des Kilzerberges synklynal gelagert.

An den Saakerställen, die in der Mulde zwischen Dobratsch und dem Schloßberg liegen, treten ebenfalls Gutensteiner Kalke, und zwar in einer Meereshöhe von 1600 *m* auf. Sie sind in den tieferen Lagen mergelig entwickelt, während die oberen Teile die dem Dobratsch eigentümliche dolomitische Fazies der Gutensteiner Horizonte aufweisen. Die Gesteine sind gleichfalls von weißen Kalkspatadern durchzogen. Die bei den Saakerställen auftretenden Mergelschiefer zeichnen sich morphologisch durch die Verbreitung von grünen Almwiesen von den übrigen schroffen Felsformen des Dobratsch ab. Ebenso verraten das Auftreten von Wasserquellen den Schichtwechsel. Dieser Gutensteiner Horizont läßt sich bis in die Südwände des Dobratsch verfolgen. Schon Geyer hat in seinen Berichten auf dieses Vorkommen hingewiesen und will es mit den Gutensteiner Kalken des Kilzerberges in Beziehung bringen und diese Erscheinung durch eine transversale Längsstörung erklären. Die Lagerungsverhältnisse sind in der Tafel XII, Querprofil VIII angedeutet, das von der Talsoble des Gailtales zum Gipfel des Dobratsch gezogen ist. An der Basis des Schloßberges liegen die Gutensteiner Schichten normal über den Werfener Schiefen, dann folgen die Wettersteinkalke, die am Schloßberg eine Mächtigkeit von 500 bis 600 *m* aufweisen, und darüber der Gutensteiner Kalk der Saakerställe. Über den Gutensteiner Horizont baut sich der Dobratschgipfel auf. Es liegt hier eine zweite Schichtserie vor, die mit den Gutensteiner Kalken an der Basis des Dobratschmassivs tektonisch nicht gleichzustellen ist und die auf besondere tektonische Verhältnisse hinweist (näheres hierüber im tektonischen Abschnitt). Die Fortsetzung der bei den Saakerställen vorkommenden Gutensteiner Kalke gegen Osten konnte infolge der schwierigen Geländeverhältnisse bisher nicht verfolgt werden. Der am Arnoldsteiner Alpl vorkommende Mergel ist nicht mit dem Gutensteiner Horizont zu vergleichen, sondern dem Cardita-Horizont zuzurechnen.

6. Die Wettersteinkalke und -dolomite

Allgemeines. Immer stärker werden die Unterschiede der faziellen Entwicklungen, wenn wir die Stratigraphie der ladinischen Stufe des Dobratsch mit jener der benachbarten Gebirgsketten vergleichen. Im Dobratschgebiet ist die Wettersteinkalkfazies dominierend. Die Mächtigkeit

und die stratigraphische Zugehörigkeit der erzführenden Kalke ist eindeutig durch die Lagerung der darüberliegenden Carditahorizonte und schließlich durch die an der Basis vorkommenden Gutensteiner Kalke begrenzt.

Ähnlich wie in den nördlichen Karawanken wird auch im Dobratschgebiet die ladinische Stufe von einer dolomitisch-kalkigen Fazies beherrscht. Es handelt sich um die erzführenden Wettersteinkalke, die in den tieferen Teilen aus grauen Dolomiten und fossilarmen, dolomitischen Kalken gebildet sind. Die Mächtigkeit der Wettersteinkalke beträgt maximal 400—500 m, eine Mächtigkeit wie sie in den nördlichen Kalkalpen allgemein verbreitet ist. Es sind besonders in den höheren Partien hellgelb bis weißlich gefärbte Kalke, die oft auch eine durch Verwitterungserscheinungen verursachte rötliche Tönung (Rote Wand) erhalten haben. Die Kalke sind zum Teil stark mylonitisiert. Tektonische Beanspruchung und diagenetische Prozesse sind die Ursachen der Umwandlungserscheinungen im Gestein. Die Dolomite sind durch ihre hellere Farbe und durch ihre grusartige Verwitterungsmorphologie leicht von den Wettersteinkalken zu unterscheiden. Die Grenze zwischen den Dolomiten und den Wettersteinkalken ist nicht scharf ausgeprägt. Der Kalk ist teils massig, teils dickhankig geschichtet.

Wesentlich anders ist die Ausbildung der ladinischen Schichtglieder in den nördlichen Gailtaler Alpen (Kellerbergzug, Altenberg, Spitznock, Staff und Latschur). In diesen Gebirgstteilen ist die Partnach-Fazies vertreten, wobei aber die höheren Teile in die kalkige Fazies der Wettersteinkalke übergehen. Über den anisischen Knollenkalken sind schwarze Bänderkalke oder dünn gebankte Kalkschiefer gelagert, die stellenweise mit Einlagerungen dunkler Kalkmergel wechseln. Nach oben folgen mächtige, helle, teils geschichtete, teils massige Kalke der Wettersteinkalkfazies. Es liegen in den nördlichen Gailtaler Alpen Äquivalente der nordtirolisch-bayrischen Fazies der Partnach-Schichten und Wettersteinkalke vor.

Wesentlich für die Beurteilung der tektonischen Verhältnisse ist, daß die beiden für den Drauzug eigentümlichen Faziestypen in ihrer meridionalen Verbreitung auch entsprechende Analogien in den nördlichen Kalkalpen aufweisen. Die Partnach-Wettersteinfazies ist im westlichen Drauzug (nördliche Gailtaler Alpen zwischen Lienz und Villach) verbreitet. Das entspricht auch dem westlichen Verbreitungsgebiet der bayrisch-tirolischen Fazies in den nördlichen Kalkalpen. Dobratsch und der Nordrand der Karawanken — es handelt sich um die meridionale Verbreitung zwischen Arnoldstein und Marburg — wird von den östlichen Vertretern der ausgesprochenen Wettersteinkalkfazies eingenommen, wie sie in den östlichen Teilen der nördlichen Kalkalpen allgemein verbreitet sind.

Wenn wir uns der südalpinen Fazies zuwenden, soweit sie für eine vergleichende Stratigraphie des Dobratschgebietes von Wichtigkeit ist, so zeigt sich auch während der ladinischen Zeitperiode eine eruptive Tätigkeit, die der nordalpinen Fazies vollkommen fehlt. Dadurch sind die faziiellen Verhältnisse noch mannigfaltiger in den Südalpen ausgeprägt. Durch den stärkeren Fossilreichtum war eine genauere stratigraphische Gliederung in den Südalpen für die ladinische Stufe möglich.

In den südlichen Karawanken und Karnischen Alpen (Mallestiger—Mittagskogel, Gartnerkofel) ist die Schlerndolomitfazies entwickelt. Petrographisch zeigen sie Anklänge an die obertriadische, für die Nordalpen

charakteristische Fazies der Hochgebirgskorallenkalke. Stratigraphisch sind sie den in den Südalpen verbreiteten Esinokalken gleichzustellen. In den Südketten der Karawanken, in den Karnischen Alpen und in den Steiner Alpen herrscht die Schlerndolomitfazies vor, während im Raibler Profil die Buchensteiner-Wengener-Entwicklung ähnlich wie auch in den östlichen Karnischen Alpen die unteren Glieder der ladinischen Stufe repräsentieren und nach oben in helle erzführende Dolomite der Fünfspitzen und des Königsberges, die den Cassianer Schichten stratigraphisch entsprechen, übergehen. Ebenso sind im Gebiet von Raibl gleichfalls in der ladinischen Stufe dieselben Tuffe und Tuffmergel vertreten wie in der anisischen Stufe; jedoch liegt im Hangenden dieser Tuffmergel eine stockförmige Masse eines Felsitporphyrs, so daß eine stärkere eruptive Tätigkeit während dieser Zeit auch in den Julischen Alpen nachgewiesen werden kann.

Die Wettersteinkalke des Dobratschgebietes sind fossilarm. Es handelt sich um Diploporenkalke, an denen sich auch vielfach Diploporenquerschnitte nachweisen lassen. Durch Dienberger und in der letzten Zeit auch durch Hermann sind auf der sogenannten Rostraten im Bereich der Wettersteinkalke am Dobratsch *Chemnitzia*-Arten bekanntgeworden. Nach einer Mitteilung von Kahler handelt es sich um die auch schon vom Hochobir und Petzen bereits bekanntgewordenen *Ch. Omphaloptycha Rosthorni*. Schon auf Grund dieser typischen Fossilfunde läßt sich die Äquivalenz der Dobratschgesteine mit der Gesteinsfazies des Hochobir und der Petzen eindeutig feststellen. Vielfach sind in den Wettersteinkalken unbestimmbare Fossilreste zu erkennen, so daß eine paläontologische Bestimmung dieser sonst noch im Dobratschgebiet vorkommenden Fossilien bisher immer auf Schwierigkeiten gestoßen ist.

Die vom Dobratsch bekannten Korallen gehören den Dachsteinkalken der norischen Stufe an, wie ich dann später zeigen werde. Dasselbe gilt von den aus der älteren Literatur bekannt gewordenen *Megalodonten*-funden im Dobratschgebiet.

Die Wettersteinkalke des Erzberges sind das Verbreitungsgebiet der Blei- und Zinkvererzung. Die Erzführung ist aber nur auf die obersten Partien der Kalkmasse beschränkt, so daß die Lagerstätten im Liegenden der Raibler bzw. der Carditaschichten liegen. Es ist dies allerdings nicht die Regel. Westlich des Meridian von Nötsch wandern die Pb-Zn-Vererzungen aus den obersten Wettersteinkalken aus und sind dann vorwiegend innerhalb der Carditaschichten oder im Hangenden derselben, also im Hauptdolomit, zu finden. Auf diese Verhältnisse hat insbesondere Holler in letzter Zeit hingewiesen.

Die Wettersteinkalke treten in dem von mir untersuchten Gebiet der östlichen Gailtaler Alpen in folgenden Zonen zwischen Drau- und Gailtal auf:

1. Im Kellerbergzug an der Nordseite der östlichen Gailtaler Alpen. Sie streichen gegen Osten ins Drautal. Die Streichrichtung wird bei Töplitz durch die tektonische Anlage des Drautales abgeschnitten.

2. Am Bleiberger Erzberg, dessen Ostende bei Gummern an der Drau auskeilt.

3. Bei Heiligengeist westlich von Villach treten sie als Antiklinale auf, deren Ostende bei der Ortschaft Obere Fellach ausstreicht.

4. Im Dobratschgebiet selbst, wo die Wettersteinkalke den Hauptteil der Dobratschgesteine ausmachen.

Die Wettersteinkalkzonen sind durch westöstlich streichende Zonen des Hauptdolomites voneinander getrennt.

Detailbeobachtungen. An der Nordseite des Dobratschgebietes ist die Wettersteinfazies besonders in den westlichen Gebieten dolomitisch entwickelt. Der Kilzerberg bei Bleiberg Kreuth besteht der Hauptsache nach aus hellweißen Wettersteindolomiten. An der Südseite des Dobratschmassivs ist die Dolomitfazies auch hauptsächlich auf die westlichen Teile der Dobratschwände beschränkt. Die Dolomite sind vorwiegend in den tieferen Partien der Wettersteinzone verbreitet; jedoch konnten auch in den höheren Teilen der Dobratschwände, z. B. im Bärengraben südlich vom Zwölfer oder im Bösen Graben südlich des Dobratschgipfels, dolomitische Zonen inselartig verbreitet beobachtet werden.

Die Wettersteinkalke des Dobratsch fallen meist gegen Norden ein. An den dickbankigen Schichten der Kalke kann man besonders an den Südwänden, z. B. am Schloßberg (Tafel XII, Querprofil IX) oder am Arnoldsteiner Alpl (Querprofil VI), dann an den Südhängen des Höhenrahn und des Zwölferocks (Querprofil VII) das nach Norden gerichtete Einfallen der Wettersteinkalke beobachten. Die Wettersteinkalke nehmen nach Osten gegen das Klagenfurter Becken an Mächtigkeit ab, sie beträgt bei Föderaun kaum 200 m. Die Abnahme der Mächtigkeit der Wettersteinkalke von Westen nach Osten dürfte zum Teil auf den größeren Einfluß der Drau- und Gailgletscher der Eiszeit zurückzuführen sein. Die Höhenunterschiede zwischen den Plateaus im Westen und jenen des Ostens ist nicht nur auf den Unterschied der Mächtigkeit der Wettersteinkalke begründet, sondern es spielen hier auch tektonische Einflüsse, wie z. B. die Absenkung des Klagenfurter Beckens, die Drau- und Gailstörung, sowie die im Westen wesentlich komplizierter erscheinenden tektonischen Verhältnisse des Dobratschgebietes selbst mit. Die Anpressung der Dobratschgesteine, besonders der westlichen Partien des Dobratschmassivs an die nördlichen Hindernisse des Erzberges und der östlichen Gailtaler Alpen hat eine stauende Wirkung auf den den Dobratsch aufbauenden Gesteinskörper hervorgerufen und die Beeinflussung der Höhen- und Mächtigkeitsunterschiede dadurch verursacht. Am Ostflügel des Dobratsch fallen die Wettersteinkalke steil gegen Nordosten ein. Das Schichtfallen ist an den Südwänden zwischen Unter-Schütt und Föderaun besonders schön zu sehen.

Am Alpen-Lahner fällt der Wettersteinkalk in den tieferen Regionen gegen Süden ein, während in den höheren Teilen das allgemeine Nordfallen charakteristisch ist. Auch bei Möltlach kann man eine ähnliche Tektonik beobachten. Dort ist allgemeines Nordfallen zu sehen; in den tiefer gelegenen Aufschlüssen stehen die Schichten zum Teil saiger oder fallen auch in umgekehrter Richtung nach Süden ein.

Die Gipfelkalke des Dobratsch bestehen nicht aus Wettersteinkalken, sondern, wie ich unten zeigen werde, aus norischen Korallen-Dachsteinkalken. Der Cardita-Horizont am Arnoldsteiner Alpl bildet die Grenze. Die Ostgrenze der Gipfel-Dachsteinkalke verläuft etwa westlich der Knappen- und Skihütte. Unter den grünen Almen, die auch stehende Wasseransammlungen aufweisen, konnte ich am Weg von der Knappenhütte zum Neunerock den Wettersteinkalk auf Grund von Diploporenfunden nachweisen. Der Neunerock besteht daher noch aus Wettersteinkalken

(Querprofil VI). Auf der Nordseite sind die Grenzverhältnisse noch nicht geklärt. Hinweise für das Vorhandensein der Carditaschichten konnten bisher noch nicht gefunden werden. Das Plateau östlich von der Knappen- und Skihütte besteht aus Wettersteinkalken (Querprofil I—V). In der Nähe des Hundsmarhofes werden die Wettersteinkalke von den Carditaschichten begrenzt, deren Vorhandensein durch das Auftreten von ausgiebigeren Quellenhorizonten angezeigt wird. Am Plateau ober der Kaserin oder auch bei Mölttschach sind die Kalke diploporenführend. Auch lassen sich stellenweise Brachioidenschalen erkennen, die allerdings schwer bestimmbar sind.

Wie schon erwähnt, tauchen die Wettersteinkalke nördlich des Hundsmarhofes unter die Carditaschichten und den darüberliegenden Hauptdolomiten in die Tiefe; sie treten jedoch nördlich von Heiligengeist wieder an. Es ist nicht anzunehmen, daß die Verbindung zwischen den Wettersteinkalken von Heiligengeist im Norden und jenen des Hundsmarhofes im Süden durch eine synklinale Lagerung derselben erklärt werden kann. In den Kriegsjahren sind von der Bleiberger Union bei Heiligengeist Tiefbohrungen angelegt worden, die bis zu einer Tiefe von 600 m unter der Erdoberfläche den Sockel der Wettersteinkalke nur durch die südlichste Bohrung III angetroffen haben. Es dürfte sich hier um eine Überfahung der Dohratschgesteine handeln, eine Tektonik, wie sie im Gailtaler System häufig anzutreffen ist. Für eine bruchtektonische Absenkung des von Hauptdolomiten ausgefüllten Mittelteiles kann ich mich nicht aussprechen, da es sich hier zwischen den stratigraphisch gleichgestellten Schichtgliedern um Höhenunterschiede handelt, die mehr als 1000 m ausmachen. Solche Dislokationen müssen im Sinne der Deckenlehre wohl als steilgestellte Verschuppung erkannt werden, und es wird auch in diesem Raum deutlich, daß der Dohratschkörper in Ermangelung des Platzes im Norden seine nördlich gelegenen Hindernisse zusammengepreßt hat.

7. Die Carditaschichten

Allgemeines. Die untersten Teile der Obertrias sind sowohl im Dobratschgebiet als auch in den nördlich gelegenen Gailtaler Alpen durch die Cardita-Fazies vertreten. In der Karnischen Stufe scheinen die faziellen Unterschiede innerhalb der oben erwähnten Gehirgsketten nicht mehr so groß zu sein wie in den tieferen Schichtgliedern der alpinen Trias. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß die Cardita-Horizonte der östlichen Gailtaler Alpen wohl noch einer faziell-stratigraphischen Untersuchung zugeführt werden müßten, die nach meiner Meinung neue Erkenntnisse in der Stratigraphie der Karnischen Trias für diesen Teil der östlichen Gailtaler Alpen bringen würde.

Das Auftreten der Carditaschichten ist für die Klärung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Dobratschgebiet von größter Bedeutung. Sie bestehen im Dobratsch-Bleiberg-Gebiet aus schwarzen, tonigen Schiefen oder Kalkmergeln, Mergeln, Oolithen, fossilreichen Kalken und Brekzien, stellenweise, namentlich am Dobratsch, kommen Rauhwackenhorizonte und rote, kristalline Kalke vor. An den Bleiberger Südhängen sind sie größtenteils gut aufgeschlossen. Die Mächtigkeit dieser Schichten schwankt zwischen 15—30 m.

In den südlichen Karawanken und in den Steiner Alpen ist ähnlich wie schon in der ^Uladinischen Stufe die kalkig-dolomitische Fazies entwickelt, die sich dann in der norischen Stufe fortsetzt. Dunkle mergelige und helle dolomitische Kalke, die Bivalven und Brachiopoden führen, zeigen in diesen Gebieten die Existenz der karnischen Schichtglieder an. Eine andere Entwicklung finden wir in den Julischen Alpen im Profil von Raihl vor, welche durch folgende Schichtfolge vertreten ist: An der Basis sind die Fisch-Schiefer entwickelt, darüber folgen schwarze Kalke, dann taube Schiefer, Mergelkalke und schließlich Kalke.

Die Carditaschichten sind an den Südhängen des Bleiberger Erzherges aufgeschlossen, wo sie obertags mit Unterbrechungen auf einer Strecke von 10 km in west östlicher Richtung verfolgt werden können. Weitere Aufschlüsse sind an der Nordseite des Wettersteinkalkzuges von Heiligengeist bei Mittewald sowie an der Südseite desselben westlich der Ortschaft Obere Fellach verbreitet. An der Nordseite des Dobratsch treten Cardita-Horizonte nördlich des Hundsmarhofes auf. Diese haben ihre Fortsetzung in den Aufschlüssen westlich von Pogöriach. Am Dobratschplateau selbst sind die Carditaschichten nur an wenigen Stellen nachweisbar. Mit Sicherheit konnten sie südlich des Roßkögele nachgewiesen werden. Sie streichen östlich gegen das Plateau aus und müssen auch am Plateau zwischen Höhenrahn und der Knappenhütte vermutet werden. Manche Rauhwaackensfindlinge weisen auf die mögliche Existenz der Carditaschichten auch in diesem Gebiet hin. Dasselbe gilt auch für die westliche Fortsetzung und schließlich für die Westseite des Dobratschgipfels.

Detailbeobachtungen. Schon von Geyer wurde im Aufnahmeblatt Tarvis an der Südwand des Dobratsch ober dem Arnoldsteiner Alpl ein Carditavorkommen eingezeichnet. Meine Untersuchungen galten der Verfolgung dieses Vorkommens sowohl nach Westen als auch nach Osten. Etwa 50 m oberhalb des Arnoldsteiner Alpl sind gelblich gefärbte, fossilführende Kalke und Mergel aufgeschlossen. Sie sind dort 10—15 m mächtig entwickelt. Auch das Vorhandensein von Oolithen ist ein sicherer Nachweis für die stratigraphische Stellung dieser Schichten. An Fossilien sind meistens kleine ausgewitterte Brachiopodenschalen, u. zw. Spiriferina- und Terebratula-Arten vertreten, manchmal sind kleine Cidaritenreste erkennbar.

Ob die am Plateau nordwestlich vom Roßkögele vorkommenden vereinzelt spärlichen Rauhwaacken dem Cardita-Horizont zuzurechnen sind, ist heute noch nicht mit Sicherheit zu sagen. Sie sind stellenweise als rote bis gelbliche Kalke entwickelt und zeigen bereits die ersten Anzeichen einer Kristallisation. Rote, kristalline Kalke, die offenbar demselben Horizont angehören, sind auch in der Nähe der Turnerhütte zu finden. Das Auftreten von Quellen in der Nähe des Jagdhauses unter dem Höhenrahn deutet möglicherweise die Fortsetzung der Carditaschichten gegen Westen an.

In den westlichen Abschnitten des Dobratsch kommen ebenfalls Rauhwaackenhorizonte vor. Am Abstieg vom Dobratsch nach Nötsch sind Aufschlüsse derselben gegen Westen in der Mulde unter dem Dobratschgipfel zu verfolgen. An den Nordwänden war es mir bisher nicht möglich, ähnliche Rauhwaackenvorkommen nachzuweisen. Soweit sie aufgeschlossen sind, betrachte ich sie als Grenzhorizont des Wettersteinkalkes gegen den darüberliegenden Dachsteinkalk.

Die Cardita-Horizonte nördlich des Hundsmarhofes werden durch das Auftreten von Quellen angezeigt. Sie sind ebenfalls oolithisch entwickelt. Sie treten im engsten Verband mit fossilführenden, gelblich gefärbten Kalken auf. Die Carditaschichten vom Hundsmarhof können in östlicher Richtung verfolgt werden, wo sie am Weg, der vom Hundsmarhof nach Pogöriach und Goritschach führt, teilweise aufgeschlossen sind. Am Hohlweg, westlich der Ortschaft Goritschach, sind die Carditaschichten durch schwarze Tonschiefer aufgeschlossen. Sie stehen saiger und weisen eine Mächtigkeit von 5 bis 6 m auf. Die Cardita-Horizonte vom Hundsmarhof bilden die Grenze zwischen den Wettersteinkalken im Süden und dem Hauptdolomit im Norden. Auf der Nordseite des Hauptdolomites treten westlich der Ortschaft Obere Fellach wiederum Carditaschichten auf, die besonders schön an einem Steinbruch ober der S-Kurve der Straße, die von der Oberen Fellach nach Mittewald führt, aufgeschlossen zu sehen sind. In diesem Steinbruch treten Oolithe, dann gelbe, fossilführende Kalke, die Muschel- und Cidaritenreste führen, auf, weiters kommen auch Kalkmergel und Mergelschiefer vor. Sie fallen mit einem Winkel von 45 Grad nach Süden ein. Die Mächtigkeit beträgt 10—15 m. Die Cardita-Horizonte lassen sich vom Steinbruch in westlicher Richtung verfolgen, bis sie etwa 300 m westlich des Steinbruchaufschlusses von der Straße verquert werden. Die Fortsetzung dieses Horizontes in südwestlicher Richtung ist auf der Südseite der Straße nicht aufgeschlossen, da durch die glazialen Ablagerungen die Grenze zwischen den Wettersteinkalken im Norden und der Hauptdolomitmulde im Süden verdeckt ist.

Verfolgt man entlang der Straße die Wettersteinkalke, so gelangt man bei der in der Neuaufnahme 1 : 25.000 eingezeichneten Kote 676 wieder in den nördlich gelegenen Hauptdolomit. Die Cardita-Grenzhorizonte sind allerdings in diesem Gebiet nicht aufgeschlossen, da die Gegend infolge der starken Bewaldung stark verwachsen ist. Dagegen sind sie bei Mittewald an der Nordseite der Wettersteinkalke von Heiligengeist nachweisbar.

Die Carditaschichten von Mittewald sind nicht tektonisch zu identifizieren mit den am Südhang des Bleiberger Erzberges west östlich streichenden Horizonten. Sie sind durch die Hauptdolomite des Weißenbachgrabens voneinander getrennt. Sowohl die Wettersteinkalke als auch die Hauptdolomite von Mittewald sind fast saiger gestellt. Die Wettersteinkalke des Dobratsch und des Erzberges sind durch zwei Hauptdolomit-zonen und durch den Wettersteinkalkzug von Heiligengeist getrennt. Diese Verhältnisse können am besten durch eine den Gailtaler Alpen charakteristische steilgestellte Schnppentektonik erklärt werden, die auch den mechanischen blockartigen Bewegungsformen in kalkalpinen Zonen unter den Einfluß des Raummangels vollkommen entspricht. Die oben zusammengefaßten Beobachtungen über die im Raum Bleiberger Erzberg — Dobratsch vorkommenden Carditaschichten geben auch einwandfreie Hinweise für die Klärung der tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet.

8. Der Hauptdolomit und die Korallenkalke vom Dobratsch-gipfel

Allgemeines. Die Schichtglieder der norischen und rhätischen Stufe im Drauzug lassen ähnlich wie schon in der mittleren und nnteren Trias auch in der oberen Trias verschiedene Faziesseinheiten erkennen. In den

östlichen Gailtaler Alpen ist die Dolomitfazies in der Ausbildung des Hauptdolomites verbreitet. Es sind meist helle, klüftige, teils massige, teils grobplattige, bitumenarme oder auch mitunter dunkle, dünnplattige bitumenreiche Dolomite entwickelt, die stellenweise dolomitische Kalke einschließen.

Das Dobratschplateau mit seiner höchsten Erhebung wird von Dachsteinkorallenkalcken aufgebaut, so daß die höhere Dobratscheinheit der Kalkfazies angehört. Es liegen im Dobratschgebiet daher dieselben faziellen Verhältnisse vor wie in der Gipfelregion des Hochobir, Petzen und des Ursulaberges der nördlichen Karawanken. Zwei Einheiten liegen im Dobratschgebiet übereinander bzw. nebeneinander: Die Dachsteinkalkfazies der Dobratschgipfelkalke und die Hauptdolomitfazies des Bleiberger Tales am Südrand des Bleiberger Erzberges. Die Dobratschentwicklung zeigt eine auffallende Äquivalenz mit den faziellen Ausbildungen der nördlichen Karawanken, so daß hier von einer tektonischen Einheit gesprochen werden kann, die etwa durch die Gipfelregion des Dobratsch, Tabor, Hochobir, Petzen und Ursulaberges beherrscht wird. In den nördlichen Teilen der östlichen Gailtaler Alpen ist die Hauptdolomitfazies verbreitet. Erst am Reißkofel tritt in einem räumlich begrenzten Gebiet die Fazies der Korallenkalke wieder auf.

Das Rhaet ist in den nördlichen Gailtaler Alpen durch dunkle, blaugraue, plattige, mergelige Kalke, die mit dunklen Mergelschiefern wechseln, vertreten. Sie kommen in ihrer Ausbildung der Kössener Entwicklung gleich.

Inwieweit die Dobratschgipfelkalke auch in das Rhaet hineinreichen, kann auf Grund der bisherigen spärlichen paläontologischen Funde noch nicht mit Sicherheit klar gestellt werden.

Während sonst in den Südalpen die norische Stufe umfassende Fazies-trennung der Dolomite oder Kalke fehlt, finden wir in den an Kärnten angrenzenden Gebieten der Karnischen Alpen und Julischen Alpen vorwiegend die Dachsteinkalkfazies vertreten. Nur gewisse Teile der Julischen Alpen weisen auch als Vertreter der norischen Stufe Hauptdolomite auf. Ebenso sind in den Südketten der Karawanken an der Koschutta Dachsteinkalke vorherrschend. In den Steiner Alpen sind durch Teller ein Kalkkomplex von dem Typus der Hochgebirgs-Korallenkalke nachgewiesen worden. Auch im Rhaet werden die Karawanken, Steiner und Julischen Alpen sowie die Südketten der Karnischen Alpen von der Fazies heller Dachsteinkalke beherrscht.

Im Raum Dobratsch—Bleiberger Erzberg ist der Hauptdolomit vorwiegend im Bleiberger Tal verbreitet. Er läßt sich zwischen den Gebirgsketten des Bleiberger Erzberges und des Dobratschmassivs von Westen nach Osten auf einer Strecke von 14 km verfolgen. Während die Hauptdolomitzone im Westen auf den engen Raum von wenigen hundert Metern zusammengedrängt ist, erweitert sich im Osten das Verbreitungsgebiet der Dolomite um das Mehrfache, so daß die Breitenzone im Querprofil bei Heiligengeist 2—3 km inklusive des durch die Hauptdolomite eingeschlossenen Wettersteinkalkzuges von Heiligengeist beträgt. Westlich von Heiligengeist teilt sich der Hauptdolomit in einen nördlichen und einen südlichen Zug, welche durch die gegen Osten auftauchenden Wettersteinkalke von Heiligengeist getrennt werden. Die Mächtigkeit des

Hauptdolomites beträgt im Dobratschgebiet 300—400 *m*. Die stratigraphische Stellung der Hauptdolomite im Bleiberger Tal ist durch die an der Basis verbreiteten Carditaschichten eindeutig geklärt.

Die noch von Geyer am Gipfelplateau des Dobratsch als Wettersteinkalke angesehenen Gesteine müssen auf Grund meiner Untersuchungsergebnisse den obertriadischen Dachstein-Korallenkalcken zugerechnet werden. Auf Grund der verschiedenen Fundstellen einer gut erkennbaren Korallenfauna am Dobratschplateau kam ich zur Überzeugung, daß die Gipfelkalke des Dobratsch als obertriadische Dachsteinkalke aufzufassen sind. Die schon oben besprochenen Carditaschichten am Arnoldsteiner Alpl bilden die Basis der obertriadischen Dachsteinkalke des Dobratschgipfels. Auf Grund der Korallenfunde konnte der Typus der Lithodendronkalke am Roßkögele und am Höhenrahn sowie am Zwölfer nachgewiesen werden. Der Höhenrahn, der Elfer- und Zwölfernock und schließlich der Gipfel des Dobratsch bestehen aus Lithodendron-Korallenkalcken. Die Mächtigkeit der Korallenkalke beträgt etwa 200—300 *m*.

Detailbeobachtungen. Im Westen sind Hauptdolomite zwischen den Wettersteinkalcken des Kowesnock im Norden und dem Nötscher Karbon der Badstuben im Süden verbreitet. Morphologisch zeichnet sich der Hauptdolomit durch seine ihm eigentümliche Gesteinszerklüftung und Verwitterung sehr deutlich von den südlich gelegenen Wettersteinkalcken des Kowesnock ab.

Im westlichen Abschnitt des Bleiberger Tales tritt der Hauptdolomit nur stellenweise auf. Er ist zum großen Teil von diluvialen Ablagerungen überlagert. Die Aufschlüsse beschränken sich auf die Nordseite der Bleiberger Straße. Auf der Südseite sind lediglich die Schichtglieder des Kilzberges und des Dobratsch (Werfener Schiefer, Gutensteiner Kalke und Wettersteindolomite) aufgeschlossen. Die Hauptdolomite des Bleiberger Tales werden daher von Westen nach Osten streichend immer von jeweilig jüngeren Schichtgliedern des Dobratschmassivs überschoben.

Im östlichen Abschnitt des Bleiberger Tales, das gegen Osten an Breite zunimmt, gabelt sich der Hauptdolomit in einen nördlichen und einen südlichen Zug. Die Dolomite nördlich der Wettersteinkalke von Heiligengeist bezeichne ich als die Hauptdolomite von Kadutschen und die südlich davon Streichenden als die Hauptdolomite von Pogöriach.

Die Hauptdolomite von Kadutschen streichen längs des Weißenbachgrabens gegen Mittewald. Im Weißenbachgraben ist fast saigeres Schichtfallen festzustellen. Östlich von Mittewald ist der Hauptdolomit von diluvialen Ablagerungen bedeckt.

Die Hauptdolomite von Pogöriach sind namentlich östlich von Heiligengeist aufgeschlossen. Sie sind sowohl im Norden als auch im Süden durch die Carditaschichten von den Wettersteinkalcken getrennt. Sie weisen ebenfalls durch die erodierende Tätigkeit der Wildbäche eine starke Gesteinszerklüftung und -verwitterung auf, so daß eine sehr stark zergliederte Talschluchtlandschaft entstanden ist. Westlich der Ortschaft Obere Fellach streichen die Hauptdolomite gegen Osten aus und werden weiter östlich von diluvialen Ablagerungen überlagert.

Zusammenfassung. Die stratigraphischen Beobachtungen der alpinen Trias im Dobratschgebiet haben gezeigt, daß sowohl im Bereich der nordalpinen Fazies Differenzierungen zwischen dem Dobratsch und

den nördlich davon gelegenen Gailtaler Alpen vorhanden sind als auch verschiedene fazielle Entwicklungen zwischen den einzelnen Gebirgsketten der Südalpen verbreitet sind. Aber in beiden Ablagerungszonen sind die faziellen Gegensätze nicht in einem Ausmaß ausgeprägt wie die grundsätzliche Divergenz der Fazieskomplexe zwischen Nordalpin und Südalpin. Im Bereich der südalpinen Sedimentationströge gab es innerhalb eng umgrenzter Räume stärkere Meeresschwankungen, die die petrographische Entwicklung der Ablagerungen stärker beeinflußt haben. Auch im nordalpinen Ablagerungsraum sind besonders in west-östlicher Richtung Unterschiede in den Tiefenverhältnissen der Meeresablagerungen festzustellen, die sich aber innerhalb größerer Räume ausgewirkt haben.

Trotz dieser in beiden Teilen, sowohl in den Südalpen als auch im Bereich der die nordalpine Trias umfassenden Gebirgstelle, vorkommenden Meeresschwankungen und der dadurch stärker gegliederten Sedimentationsräume, zeigen die paläontologischen Verhältnisse, daß der nordalpine Ablagerungsraum ganz anderen Einflüssen ausgesetzt war als der südalpine Sedimentationsraum. Durch die älteren stratigraphischen und paläontologischen Arbeiten von Frech, Bittner, Moisisovics, Arthaber, Teller und Geyer konnte veranschaulicht werden, daß die Meeresfauna im Südmeer einen viel größeren Artenreichtum aufzuweisen hatte als die Tierwelt der nordalpinen Trias. Auch ist im Ablagerungsgebiet der Südalpen ein viel stärkerer Fossilreichtum zu verzeichnen, so daß die stratigraphischen Horizonte durch entsprechende Faunen klargestellt werden konnten und die Äquivalente der triadischen Schichtglieder einwandfrei durch Fossilien bestimmt wurden. Verschiedene Fossilien waren nur in einem der beiden Ablagerungsräume vertreten, und es hat sich auch auf Grund der Meeresfauna ein bedeutender Gegensatz zwischen den nord- und südalpinen Absatzgesteinen entwickelt. Es gibt also nirgends im Bereich der alpinen Trias diesen grundlegenden Gegensatz, wie gerade hier an der Grenze zwischen Nordalpin und Südalpin. Bevor ich auf die Besprechung der tektonischen Verhältnisse dieses Raumes im II. Abschnitt eingehe, gebe ich zur stärkeren Illustrierung der faziellen Verhältnisse im Gebiet des Drauzuges eine tabellarische Übersicht über die die einzelnen Gebirgsketten aufbauenden Faziesseinheiten.

Die Tabelle II zeigt, wie mannigfaltig die Ablagerungsbedingungen der Meeresräume in den einzelnen Phasen der Triassedimentation für diese Gebiete gewesen sein müssen und wie auch die einzelnen Gebiete zur gleichen Zeit verschiedenen Tiefenschwankungen ausgesetzt waren.

Ich habe im Rahmen meiner Dobratscharbeit besonderen Wert auf die stratigraphischen Vergleiche der den Dobratsch benachbarten Gebirgsketten gelegt, weil diese Angaben im zweiten Abschnitt als Grundlage für meine dieses Gebiet betreffenden tektonischen Auffassungen dienen sollen. Erst eine genaue Betrachtung der während der Trias in diesem Raum erfolgten Ablagerung der triadischen Sedimente läßt eine sichere Deutung der inzwischen erfolgten Veränderungen der Oberfläche zu, wie sie uns heute durch die Anreihung so verschiedener Gebirgsketten der Julischen und Steiner Alpen, der Südkarawanken und Karnischen Alpen, der nördlichen Karawanken und des Dobratschmassivs und schließlich der Gailtaler Alpen, Lienzer Dolomiten usw. vor Augen liegen.

Tabelle II

Stufe	Nordalpin		Südalpin			
	Gailtaler Alpen	Dobratsch, nördliche Karawanken	südliche Karawanken	Steiner Alpen	östliche Karnische Alpen	Julische Alpen
rhätisch	dunkle Kalkschiefer mit schwarzen Mergeln, plattige, fossilreiche Kalke, Kössener Entwicklung	?	Kalkige Fazies			
			helle Dachsteinkalke			
norisch	Dolomitfazies	Kalkfazies	Kalkfazies			
	Hauptdolomit, Reißkofel-Korallenkalke	Dachstein-Korallenkalke	Dachsteinkalke	Hochgebirgs-Korallenkalke	Dachsteinkalke	Dachsteinkalke (Hauptdolomit)
karnisch	Carditafazies		kalkig-dolomitische Fazies			Reibler Fazies
	Rauhwaacken, Mergelkalke, Cardita-Oolithen, Sandstein, schwarzer Schiefer, Lagerschiefer	Rauhwaacken, rote kristalline Kalke?, Cardita-Oolithen, Mergelschiefer	dunkle, merglige und helle dolomitische Kalke			Kalke, Mergelkalke, taube Schiefer, schwarze Kalke, Fischechiefer
ladinisch	nordtirolisch-bayrische Fazies	dolomitisch-kalkige Fazies	Schlerndolomitfazies	Esinokalkfazies, erzführender Kalk	Schlerndolomitfazies	Wengenerfazies
	Wettersteinkalk, Partnach-Schichten	Wettersteinkalk und -dolomit	Schlerndolomit	Riffkalk-Dolomitfazies	Schlerndolomit	erzführende Dolomite, Felsitporphyr, Wengener Tuffmergel, Buchenstein-Schicht
anisisch	oberbayrische Fazies	Gutenstein-Kalkfazies	Fazies der Varena-Perledokalke		Fazies sandiger, kalkiger dolomitischer Gesteine	Fazies der doloritischen Tuffe
	hornsteinführende gebankte Kalke	Gutensteiner Kalke und Dolomite, Rauhwaacken	Plattenkalke, schwarze Kalkschiefer		helle Kalke, anisische Konglomerate	Mendoladolomit, doleritische Tuffe, Graçolis-Konglomerate
skytisch	Werfener Schiefer-Fazies, bayrisch-tirolisch		Kalkfazies			
	glimmerhaltige Mergelschiefer	glimmerhaltige Mergelschiefer, Sandstein, Schiefer	rote, oolithische, plattige Kalke mit Mergelinschlusung sandig-glimmerige Schiefer, plattige Dolomite		rote Schiefer, roter Gastropodenkalk, Plattenkalke, gebankte Dolomite	dasselbe wie die Steiner Alpen

9. Die jüngsten Schichtglieder

Jura und Kreideschichten sind bisher im Dobratschgebiet und in den östlichen Gailtaler Alpen nicht bekannt geworden. Im Kadutschengraben ist eine Brekzie zu erwähnen, die nach Geyer dem jüngeren Tertiär angehören soll. Eine genaue Altersbestimmung war bisher nicht möglich. Auch das Alter der Bleiberger Konglomerate, die westlich von Heiligengeist in den zum Weißenbach herabziehenden Gräben aufgeschlossen sind, konnte noch nicht klargelegt werden.

Vom Dobratsch sind Bohnerzvorkommen beschrieben worden. Stelzner und später H. Paschinger haben Bohnerze besonders südlich des Dobratschgipfels nachgewiesen.

Östlich von Möltlach wurde durch F. Kahler ein dünner Flöz mit tertiärer Glanzkohle bekannt. Kahler vermutet in diesem Vorkommen ein Äquivalent der Rosenbacher Kohlschichten.

Das Diluvium ist im Dobratschgebiet weit verbreitet. Besonders bei Heiligengeist und an der Ostabdachung des Dobratsch gegen Villach treten häufig diluviale Ablagerungen auf. Die glazialen Ablagerungen westlich und östlich von Villach sind 1937 näher von Stini gegliedert worden. Es handelt sich um Eiszeitschotter, die in der Würm- und Nachwürmeiszeit abgelagert wurden. Das zwischen der Oberen Fellach und Möltlach gelegene Gebiet stellen Schotterfelder mit Zerfalleislöchern und Wannern dar. Ähnliche Zerfalleislandschaften treten in der Umgebung von Villach mehrfach auf. Die Kiesgruben bei Pogöriach, Möltlach, Völkendorf, Judendorf, Warmbad Villach, St. Johann und bei St. Martin sind sichtbare Kennzeichen von Zuschüttungsformen kleiner Seebecken.

Stini weist darauf hin, daß die Eiszeitschotter, auf welchen die Kirche von Heiligengeist steht, von Bestandteilen des Bleiberger Konglomerats durchsetzt sind, so daß die Bleiberger Konglomerate auf jeden Fall älter sind als die Schotterablagerungen der Würmeiszeit von Heiligengeist. Die Geschiebezusammensetzung der Eiszeitablagerungen westlich von Villach weist auf einen starken Zustrom des Eises aus dem Gail- und dem Bleiberger Tale hin.

Auch die östlichen Plateauflächen des Dobratsch sind teilweise von diluvialen Ablagerungen bedeckt. Glazialgerölle treten bis zu einer Meereshöhe von 1600 m auf.

Zu den jüngsten Ablagerungen sind die Schuttmassen der Dobratschbergstürze zu zählen, die sich sowohl im Norden als auch im Süden am Fuße des Dobratsch ausbreiten. Besonders im Süden sind durch die geschichtlichen Dobratschbergstürze große Ablagerungen von Schuttmassen entstanden, die die sogenannte „Schütt“ aufbauen.

III. Die Tektonik im Gebiet des Dobratsch

Die Untersuchungen der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Dobratsch haben gezeigt, daß wir seine Lage nicht allein im Sinne Geyers mit Hilfe einer einfachen Bruchtektonik erklären können. Seine Tektonik wird uns erst klar, wenn wir sie im Zusammenhang mit der regionalen Tektonik des ganzen Drauzuges bringen.

1. Der Aufbau des Dobratsch

Die tektonischen Verhältnisse des Dobratschgebietes können am besten im Westabschnitt und an der Längsfurche des Bleiberger Tales beobachtet werden. Das Bleiberger Tal ist in seiner Anlage tektonisch bedingt. Schon Tornquist hat von einer tektonischen Überschiebungslinie gesprochen. Die Dobratschgesteine sind auf die Gesteine des Bleiberger Erzberges aufgeschoben, und die von Geyer angedeuteten Grabenbrüche entsprechen einer sekundären Bruchtektonik im Bleiberger Tal, die im ganzen Dobratsch-Bleiberger Gebiet häufig zu beobachten und für jedes kalkalpine Gebirge typisch ist.

Die Dobratschgesteine haben eine gegen Norden gerichtete Schubbewegung mitgemacht, wobei sich die Gesteinsserie des Dobratsch auf die Gesteine des Bleiberger Erzberges aufgeschoben hat. Die Überschiebungsfläche fällt im Dobratschgebiet mit einem Einfallswinkel von 60 bis 80 Grad gegen Süden. Jedoch ist die Überschiebungstendenz des Dobratsch in seiner Streichrichtung nicht gleich. Im Westen ist die Überschiebungstendenz am stärksten; sie nimmt gegen Osten zu an Intensität ab, bis man schließlich in den östlichsten Abschnitten des Dobratschgebietes nicht mehr von einer ausgesprochenen Überschiebung sprechen kann, sondern sich die Überschiebungstektonik in eine Falten tektonik auflöst. Diese Tatsache fällt schon durch das rein äußerliche Bild auf, wenn man die Entfernung zwischen Erzberg im Norden und Dobratsch im Süden, im Westen und Osten vergleicht. Im Westen ist die Entfernung zwischen Dobratsch und Erzberg am kleinsten, im Osten am größten. Sie beträgt im Westen $3\frac{3}{4}$ km, während im Osten die Entfernung zwischen Erzberg und Dobratsch bis $6\frac{1}{4}$ km zunimmt.

In einem durch das Dobratschmassiv gezogenen Tektonogramm ist der Verlauf der tektonischen Verhältnisse veranschaulicht. Die Querprofile I—XI zeigen die verschiedenen Bewegungsformen der Dobratschtektonik; vor allem die Unterschiede zwischen Ost- und Westtektonik.

Querprofil X und XI zeigen die Aufschiebung des Nötscher Karbons und des Grödener Sandsteines auf die Hauptdolomite des Bleiberger Erzberges. Die alpine Trias des Erzberges, das Nötscher Karbon und das Gailtaler Kristallin sind steilgestellte tektonische Einheiten, deren Überschiebungsbahnen keine großen Entfernungen mitgemacht haben, was besonders im Bereich der alpin-dinarischen Grenzzone häufig der Fall und für die in diesem Gebiet vorkommende Tektonik typisch ist.

Im Querprofil IX ist die Aufschiebung der Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalke des Kilzerberges auf die Hauptdolomite des Bleiberger Erzberges angedeutet. In beiden Fällen ist nur das Hangende der Dobratschfaltung vorhanden, während das Liegende fehlt.

Durch die zwischen dem Kilzerberg und dem Dobratschmassiv gelegene Querstörung im Thorsattel ändert sich östlich davon die Schichtlagerung der Dobratschgesteine an seiner Nordseite. Es sind nur mehr Teile einstmals vorhandener tektonischer Einheiten aufgeschlossen, da durch die Überlagerung der oberen Dobratschscholle ganze Teile an der Basis abgeschert wurden. Die von Holler erkannte Dobratschstörung muß als tektonische Grenzlinie gedeutet werden, die zwar steilgestellt ist, aber auf jeden Fall zwei verschiedene Einheiten trennt. Die höhere Einheit mit der Dachstein-

kalkfazies ist auf die tiefer gelegene Bleiberger Fazies aufgeschoben. Die Querprofile VIII und VII veranschaulichen die durch die Störung beeinflussten Lagerungsverhältnisse der Dobratschgesteine.

Die Querprofile VI und V zeigen die Zunahme der Breite des Bleiberger Tales in östlicher Richtung. Die Überschiebungstektonik löst sich gegen das Klagenfurter Becken in eine Falten- und Schuppentektonik auf, was durch die Querprofile I—IV veranschaulicht wird.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der Dobratschkomplex auf dem Bleiberger Erzberg aufgeschoben ist und daß im Westen eine starke stauende Anpressung an das Gailtaler System vor sich ging, während im Osten eine steilgestellte Falten- bzw. Schuppentektonik vorliegt.

Die Streichrichtungen der Gesteine des Bleiberger Zuges und der Wettersteinkalke von Heiligengeist zweigen spitzwinklig von der Streichrichtung der Dobratschgesteine gegen Osten ab. Das Streichen der Schichtglieder des Kellerberges, des Bleiberger Erzberges und der Wettersteinkalke von Heiligengeist wird durch das Drautal transversal abgeschnitten.

Der Dobratsch weist an der Südwand Schichtwiederholungen auf. Querprofil VIII zeigt, daß die Gutensteiner Kalke sowohl an der Basis des Dobratschmassivs auftreten als auch 500 m höher in der Einsattelung bei den Saaker Ställen zwischen Schloßberg und Dobratsch. Die bei den Saaker Ställen vorkommenden Gutensteiner Kalke hat G. Geyer als Fortsetzung der Gutensteiner Kalke des Kilzerberges aufgefaßt, und dies tektonisch als eine Transversalstörung zu deuten versucht. Nach meiner Ansicht würde man dieser Tatsache näher kommen, wenn man diese Wiederholung der Gutensteiner Kalke als eine durch sekundäre Südfaltung bedingte Überschiebung der oberen Schichtserie deutet. Dafür sprechen die Höhenmessungen.

Sowohl im Dobratschgebiet als auch am Bleiberger Erzberg treten eine Anzahl von Bruchsystemen auf, die eine wesentliche Störung im Streichen der Gesteine hervorrufen. Morphologisch zeichnen sich derartige Querbrüche an den Südwänden durch steile Wandrisse ab. Solche Wandrisse sind westlich und östlich der in dem Originalblatt eingezeichneten Kote 978, der sogenannten Kanzel, sowie nördlich vom Buchriegel, Kote 739, schön zu sehen. Derartige Bruchdislokationen können ein Ausmaß von 100 bis 150 m ausmachen. Ähnliche Verhältnisse sind auch am Bleiberger Erzberg zu beobachten und von den Bergwerksgeologen schon oft beschrieben worden. Solche Bruchdislokationen sind allerdings nur sekundäre Erscheinungen im Rahmen der primären Großtektonik des ganzen Drauzuges.

Der tektonische Vergleich zwischen dem westlichen Abschnitt des Dobratschgebietes und dem östlichen zeigt, daß der Gebirgsdruck auf die Bewegungsformen des Dobratsch sich verschieden ausgewirkt hat. Im Westen das interessante Bild zusammengestauter, tektonischer Einheiten, die auf das Hindernis der Erzbergzone aufgefahren sind, während im Osten eine steilgestellte Schuppentektonik von mehreren nebeneinanderliegenden tektonischen Einheiten zu erkennen ist. Die lokalen Bruchverwerfungen sind aus der Nordschubbewegung des ganzen Gesteinskörpers hervorgegangen. Das Gailtaler Kristallin und das Nötscher Karbon haben an der Basis des Dobratsch eine plastische Unterlage gebildet, die bei der Auffaltung des Dobratsch sekundäre Hebungen und Senkungen hervorgerufen hat. Dabei sind die älteren variszischen Gesteine des Nötscher

Karbons ebenfalls von den alpinen Bewegungen erfaßt worden, was neuerdings durch die im Nötscher Karbon von Felsler bekanntgewordenen NO-Verwerfer nachgewiesen werden konnte. Es ist daher natürlich, daß im westlichen Abschnitt des Dobratschgebietes die Bruchdislokationen viel stärker ausgebildet sind als im östlichen Teil.

Nach Holler wird die Tektonik des westlichen Dobratschgebietes durch den Verlauf der Dobratschstörung beherrscht. Während der meridionale Verlauf der Dobratschstörung nur bis in die Gegend der Bleiberger-Scharte nachgewiesen werden kann, ist ihre Fortsetzung über das Plateau bis zur Roten Wand, wie sie Holler gedeutet hat, sehr zweifelhaft. Die südlich der Dobratschstörung befindlichen Schollen (Dobratsch-Kilzerberg) sind unter sehr starkem Anpressungsdruck von Süden oder Südosten längs der Störung mehrere Kilometer nach Nordwesten verschoben worden. Nach Holler handelt es sich nicht nur um eine einfache Blattverschiebung, sondern die Dobratschscholle wurde mit einer gegen Norden gerichteten Überschiebungstendenz emporgehoben.

Diese Störungszone hat allerdings eine viel größere tektonische Bedeutung, denn sie bildet die Überschiebungsbahn der höheren Dobratscheinheit. Ihre Fazies ist gekennzeichnet durch die Schichtserie, Gutensteiner Kalke, Wettersteinkalke, Carditaschichten und Dachstein-Korallenkalke. Es handelt sich hier um eine selbständige Schichtfolge, die über das ganze System überschoben wurde, wobei die Bewegungsrichtung SO—NW verläuft und außerdem von der allgemein vorherrschenden Nord-Süd-Bewegung steil gestellt wurde. Auf die Ursache dieser nach verschiedenen Richtungen sich auswirkenden Bewegungsformen wird in den nächsten Abschnitten noch näher eingegangen werden.

2. Die regional-tektonische Stellung des Dobratsch

In den Gailtaler Alpen liegt ein groß angelegter Faltenbau vor, der steil nach Norden gerichtet ist. Die Faltenzonen in der alten Form sind nicht mehr vorhanden, sondern die Tektonik der Gailtaler Alpen ist heute von stark zusammengestauten und in Schichtpakete aufgelösten Schnppenzonen beherrscht. Die Gebirgsketten der Gailtaler Alpen schwanken in ihrer Breite, so daß sich kein einheitliches tektonisches Bild ergibt, sondern die Tektonik der Gailtaler Alpen stark von den großen tektonischen Linien des Gail- und Drautales beeinflusst ist. Die Streichrichtungen der Schichteneinheiten in den Gailtaler Alpen sind in ihrer regionalen Verbreitung durch die tektonischen Anlagen erster Ordnung des Gail- und Drautales entweder unterbrochen oder sogar beendet.

Fast in der gesamten Länge der Gailtaler Alpen — sie beträgt 120 km — wird bei annähernd west östlicher Streichrichtung die Haupteinheit durch die Gipfflur des Ranchkofels, Breitensteines, Schatzbühels, Juckbühels, Jauken und des Reißkofels eingenommen. Die östliche Fortsetzung bilden die umliegenden Berge des Weißensees und des Stockenboier Grabens, soweit sie den kalkalpinen Teil betreffen. Die Haupteinheit streicht in das Drautal zwischen Paternion und Gummern spitz aus. Auf der gegenüberliegenden Seite des Drautales fehlt die Fortsetzung, da das Mirnock- und das Amberggebiet von ostalpinem Kristallin aufgebaut ist. Im Westen ist nördlich der Haupteinheit der Gailtaler Gebirgsketten die Lienzer Einheit vorgelagert, so daß eine wesentliche Verbreiterung des Gailtaler

Systems für eine Belebung der alpinen Tektonik gesorgt hat. Die Lienzer Einheit streicht sowohl im Westen als auch im Osten gegen das Drautal aus, und auch hier läßt sich in beiden Fällen keine regionale Fortsetzung auf den gegenüberliegenden Talseiten nachweisen.

Im östlichen Teil der Gailtaler Alpen liegen südlich der Haupteinheit die Schichtverbände der Spitzzegeleinheit. Dieser Zug beginnt im Westen etwa in der Gegend von Weißbriach und endet im Osten mit dem Bleiberger Erzberg. Eine offene Frage ist noch, wo der Bleiberger Erzberg im Osten seine Fortsetzung hat. Die Streichrichtung des Erzberges und des Kellerbergzuges läßt Zweifel aufkommen, ob dieser Zug auch zu den Karawanken hinüberstreicht. Sie ist gegen Mittelkärnten gerichtet. Vielleicht sind die bekannten Triasvorkommen bei Launsdorf als regionale Fortsetzung des Bleiberger Zuges aufzufassen.

Bei Nötsch beginnt der südlichste Gesteinszug des Dobratschmassivs. Auf dem Hauptdolomit von Bleiberg ist der Dobratsch aufgeschoben, der wieder eine neue, südlicher gelegene Einheit darstellt. Während die Ketten der Gailtaler Alpen mit Ausnahme des im Norden und Süden vorherrschenden Transgressionsverbandes mit dem Kristallin, im allgemeinen eine vom kristallinen Untergrund frei losgelöste Tektonik zeigen, ist der Gesteinsverband des Dobratschmassivs mit dem Kristallin bzw. mit dem Nötscher Karbon transgressiv verbunden. Im Westen ist die Fortsetzung der Dobratschgesteine keineswegs geklärt. Es ist aber denkbar, daß seine Fortsetzung südlich der Jauken bei Kötschach-Mauthen in den in dem Gailtaler Kristallin eingekeilten Triasgesteinen zu suchen ist. Im Osten tauchen die Dobratschgesteine bei Warmbad Villach gegen das Klagenfurter Becken in die Tiefe. Das Schichtfallen ist besonders bei Warmbad Villach in der Umgebung der Egger Löcher schön zu sehen. Die Fortsetzung des Dobratsch gegen Osten bildet der Tabor östlich vom Faakersee. Heritsch hat schon darauf hingewiesen. Die Trias des Tabor und der benachbarten Hügelzüge sind die Verbindungslinie vom Dobratsch zum Nordzug der Karawanken; Hochobir und Petzen zeigen tektonisch dieselben Verhältnisse wie der Dobratsch. Es läßt sich also lediglich im südlichsten Gesteinszug der Gailtaler Gebirgsketten eine Gesteinsanalogie mit dem nördlichen Karawankenzug herstellen. Der Standpunkt, der vielfach in der Literatur zu finden war, daß die Gailtaler Alpen und die nördlichen Karawanken eine tektonische Einheit darstellen, ist nur bedingt richtig, denn eine tektonische Verbindung läßt sich nur zwischen dem Dobratschmassiv und dem östlichen Karawankenzug herstellen.

Im Gailtaler Zug findet ein gegenseitiges Ablösen von tektonischen Einheiten statt, deren Streichrichtungen keineswegs parallel zur geradlinigen tektonischen Störung des Gailtales verlaufen. Die großen alpinen Leitlinien haben sich durchaus nicht an Gesteinszonen gehalten. Sowohl das Gailtal als auch das Drautal wird nicht gleichmäßig von denselben Gesteinsserien begleitet, sondern man findet sowohl im Norden als auch im Süden ein spitzes Ausstreichen tektonischer Schichtverbände, die entweder an anderer Stelle wieder auftauchen oder dort ihr genetisches Ende gefunden haben.

Die Dachsteinkalkfazies des Gipfelplateaus des Dobratschmassivs zeigt, daß auch in nahe, benachbart gelegene Sedimentationsräume differenzierte Faziesbedingungen eingetreten sind. Der Vergleich der strati-

graphischen Verhältnisse zwischen so nahe gelegenen Gebirgsketten der Julischen Alpen, der Karnischen Hauptkette und des südlichen Karawankenzuges und schließlich der Gailtaler Einheiten einschließlich der Lienzer Einheit zeigt, daß jede Gipfelreihe förmlich im Kampf um den Raum mit grundsätzlich verschiedenen und weit auseinandergelegenen Sedimentationsräumen und großen Fazieskontrasten im Zuge der alpinen Orogenese im engsten Raum ihre Stellung behauptet hat. Die komplizierte Tektonik des Dobratschgebietes ist ein Spiegelbild der sich in diesem Raume kreuzenden tektonischen Bewegungen, welche insbesondere durch die beherrschende Tektonik der alpin-dinarischen Grenzzone, durch die tektonische Anlage des Klagenfurter Beckens und durch den Verlauf der alpinen und dinarischen Leitlinien des Drau- und Gailtales ausgelöst wurden.

Ein Vergleich des Dobratschprofils mit dem etwa 60 km östlich gelegenen Eisenkappler Profil läßt erkennen, daß im Dobratschgebiet die tektonischen Einheiten dieselbe Stellung einnehmen wie im Eisenkappler Profil. Nach Kober ist der Hochobir der nordalpinen und der Koschuttazug der süd-alpinen Zone zuzurechnen. Der Vergleich ist naheliegend, weil im Osten die Koschutta und die Steiner Alpen südalpin sind. Im Dobratschgebiet wäre dementsprechend der Dobratsch mit dem Hochobir zu vergleichen. Die Karawanken mit dem Mittagkogel oder Gartnerkofel würden dann der Koschuttatrias und die Julischen Alpen den Steiner Alpen entsprechen. Daher bildet im Dobratschgebiet das Gailtal die alpin-dinarische Grenzzone. Dasselbe gilt für die im Eisenkappler Profil vorkommende Längsfurche zwischen Koschuttazug und Hochobir. Als Grenzzone zwischen nord-alpiner und südalpiner Fazies stellt das Gailtal zugleich die tektonische Grenze zwischen der primären Südbewegung der Dinariden und der primären Nordbewegung der Alpen dar. Die Gailtaler Furche zeigt ganz eindeutig das Bild einer tektonischen Grenzzone erster Ordnung im Alpenbau, denn es stehen die Schichten, u. zw. das Gailtaler Kristallin, das Nötscher Karbon und das Paläozoikum, bei Achomitz fast saiger. Dazu kommt, daß in diesen Zonen vielfach Intrusionen vorkommen, wie z. B. die in den paläozoischen Kalken vorkommenden Dioritintrusionen bei Achomitz und verschiedene Tonalitvorkommen in den Karawanken. Diese Erscheinungen deuten auf tektonische Ereignisse großen Maßstabes. Auch die faziellen Gegensätze sowohl im Paläozoikum als auch während der Trias lassen erkennen, daß das Gailtal eine primäre Rolle sowohl in der variszischen als auch in der alpinen Periode der Orogenese gespielt haben muß.

3. Die alpin-dinarische Grenzzone

Die tektonischen und stratigraphischen Untersuchungen im Gebiet des Dobratsch haben ergeben, daß die alpin-dinarische Grenzzone im Süden vom Dobratsch durchzieht (Tektonische Karte, Tafel XIII). Die Existenz dieser Zone, die durch das Gailtal zieht und im Osten zwischen dem Hochobir und der Koschuttatrias ihre Fortsetzung hat, wird stratigraphisch durch den faziellen Gegensatz sowohl der paläozoischen, als auch der alpinen Gesteine im Gailtaler System und in den Karnischen Alpen bewiesen. Ähnlich wie im Gebiet des Hochobir rücken auch im Dobratschgebiet die faziellen Gegensätze zwischen der nord- und südalpiner Entwicklung in unmittelbare Nachbarschaft, so daß die kürzeste Entfernung dieser beiden Entwicklungen nur 3 km beträgt. Einstmals entfernt gelegene

Faziesreihen liegen heute im Raum des Drauzuges in so unmittelbarer Nähe, wie dies sonst bei keinem Fazieswechsel des nordalpinen Raumes feststellbar ist. Die Ursache mag wohl in der Tatsache liegen, daß der dinarische Körper sich mit sekundärer Nordbewegung an den alpinen Körper angepreßt hat. Diesem Umstand ist es auch zu verdanken, daß innerhalb des Drauzuges so verschiedene tektonische Verhältnisse vorliegen, so daß sich in kleinem Raume, wie dies im Dobratschgebiet gezeigt werden konnte, durch die Anpressung des Dobratschgesteinszuges an den Bleiberger Erzberg und schließlich durch die Aufschiebung der Dobratschgipfelkalke eine Aufstapelung von verschiedenen Schichtverbänden sich ergeben hat (Tafel XIII).

Für die Tatsache, daß das Gailtal als Grenzzone zwischen zwei verschiedenen Gebirgssystemen angesehen werden muß, sprechen auch die tektonischen Erscheinungen. In den Gailtaler Alpen hat Nordbewegung stattgefunden. Im Dobratschgebiet finden wir ebenfalls Nordbewegung, während an der Südseite sekundäre Südbewegung festgestellt werden kann.

Die Karnischen Alpen und die Karawanken sind nach Gaertner und Heritsch nach Norden bewegt. Kober und Küpper haben in den Karnischen Alpen Südbewegung festgestellt. Im ganzen System läßt sich eine fächerförmige Tektonik erkennen. Die Deckenzonen sind besonders in den Karnischen Alpen gestapelt. Auch der Dobratsch bzw. die Gailtaler Alpen zeigen einen ähnlichen Bau. Die W—O streichenden Züge der Gailtaler Alpen und der Karnischen Alpen weisen in ihrem Bau ganz allgemein eine fächerförmige Bewegungstendenz auf, die auch im Dobratschgebiet vorhanden ist.

Im Plöckenpaßprofil ist die Steilstellung der paläozoischen Gesteine am Eingang des Tales zum Plöckenpaß gut zu erkennen. Südlich des Plöckenpasses ist eine ausgeprägte Stirntektonik feststellbar. Es ist keinesfalls zu leugnen, daß die Karnischen Alpen heute ganz allgemein eine Bewegungstendenz nach dem Norden zeigen; aber es kann hierbei nur von sekundären Bewegungserscheinungen gesprochen werden, die die primäre Bewegungsrichtung der Deckenschübe nach dem Süden in den Karnischen Alpen nicht betroffen haben. Demnach ist das Gailtal auch als Grenzzone zwischen Nord- und Südbewegung des Großalpenbaues aufzufassen. Dieselben Verhältnisse zeigt auch das Eisenkappler Profil.

Die vielfach im Drauzug auftretenden Eruptivgesteine — die Eisenkappler Granitaufbruchzone, die zwischen dem nördlichen und südlichen Karawankeuzug westlich des Schaidasattels untertaucht, hat ihre Fortsetzung in dem Anbruch des Susalitscher Tonalites und Aplites bei Finkenstein-Pridou — sind Zeugen einer tektonisch sehr bewegten Linie, die die Annahme einer alpin-dinarischen Grenzzone für diesen Raum mit ihren typischen Erscheinungsformen rechtfertigt. Es ist daher anzunehmen, daß die Eisenkappler Granitaufbruchzone gegen Westen im Gailtal meist in der Tiefe ihre Fortsetzung hat, von wo die Metallprovinzen des Drauzuges gespeist werden. Petraschek faßt die Blei- und Zinkvererzung als äußerstes Glied einer einheitlichen Metallprovinz auf, wobei sich die zonale Reihenfolge dieser Metallprovinz An-Fe-Mg-Pb-Zn ergibt. Die Herkunft dieser Vererzung führt Petraschek auf denselben plutonischen Herd zurück, dem die untermiozänen Andesit-eruptionen zu verdanken sind. L. Kober zeigte, daß die innere Auf-

schmelzung des Magmaherdes im Bereich der alpin-dinarischen Grenzzone am weitesten gegen die Oberfläche empordringt. Das häufige und regelmäßige Auftreten dieser Metallerzlagerstätten im Drauzug ist ein an der Oberfläche erscheinendes Bild einer großangelegten tieferen alpinen Tektonik, die in Zusammenhang mit der in diesem Raum existierenden alpin-dinarischen Grenzzone gebracht werden muß. Der ganze Bau der Gailtaler Alpen zeigt, daß das Gebirge nicht als Wurzelzone der nördlichen Kalkalpen aufzufassen ist, sondern daß dieses Gebirge autochthon in sich verfaltet ist. Die Falten der Gailtaler Alpen sind steil aufgerichtet und in mehrere Schuppen zerlegt, deren Überschiebungsbahn keine weiten Entfernungen mitgemacht hat.

Die tektonische Anlage des Dobratschgebietes wird nicht allein durch die alpin-dinarische Grenzzone des Gailtales beeinflußt. Hier hat auch die Anlage des Klagenfurter Beckens an seiner Gestaltungsgeschichte mitgewirkt. Die Anlage des Klagenfurter Beckens kann nicht nur als eine stehengebliebene Senke aufgefaßt werden, die vielleicht durch randliche Überhebungen erst den für die Anlage eines Beckens notwendigen Rahmen erhalten hat. Der Abfall der Dobratschgesteine in östlicher Richtung gegen das Klagenfurter Becken und deren Fortsetzung östlich davon spricht ganz deutlich dafür, daß das Klagenfurter Becken auch gewisse Senkungen mitgemacht haben muß, denn die Verbindungsglieder zwischen Dobratsch-Tabor-Hochobir und Petzen sind wohl unter der Erdoberfläche zu suchen. Es ist kaum anzunehmen, daß allein die Erosion die fehlenden Verbindungsglieder abgetragen hat, zumal gerade in den fraglichen Gebieten auch die entsprechenden Geröllablagerungen nicht vorhanden sind. An der Anlage des Klagenfurter Beckens hat also einerseits die randliche Überhebung der umliegenden Gebirgszüge sowie die gleichzeitige Senkung desselben mitgewirkt. Es ist aber nicht im gleichen Maße von der alpinen Tektonik ergriffen worden, wie dies in den unmittelbaren Nachbargebieten des Drauzuges der Fall war. Wir sehen hier nur das Ausklingen der alpinen Orogenese. Vielleicht kommen wir der Tatsache näher, wenn wir die Anlage des Klagenfurter Beckens im Sinne Kober als den Beginn einer kratogenen Orogenese verstehen.

Bemerkenswert ist, daß die dinarisch gerichteten Störungen tief in den Körper der Ostalpen eingreifen. Im Kampf um den Raum haben sich die alpinen und dinarischen Störungsrichtungen innerhalb der Drauzugzone gekreuzt. Im Dobratschgebiet finden wir eine Divergenz von dinarischen und alpinen Störungen. Abgesehen von der Richtung der alpin-dinarischen Grenzzone, ist die von Holler ausgesprochene Dobratschstörung in ihrer Anlage dinarisch. Auch das Gitschtal im Westen ist eine tektonische Störung im dinarischen Sinne. Das Drautal zwischen Villach und Spittal und die Fortsetzung im Mölltal und weiterhin in den Hohen Tauern in der tektonisch bedeutungsvollen Mallnitzer Mulde sind Störungen, die ebenfalls ein dinarisch gerichtetes Streichen aufweisen.

Die dinarisch gerichteten Störungen innerhalb des Alpenkörpers sind jünger als die Falten- und Schuppentektonik der Gailtaler Alpen. Die schon vorhandene Tektonik der Gebirgszüge des Drauzuges wird durch diese dinarischen Störungen schief abgeschnitten. Die Anlage dieser Störungen kann aber nicht verstanden werden, wenn dabei das Klagenfurter Becken keine Rolle gespielt haben soll, indem es etwa als stehengebliebene Senke nur erklärt wird. Es wäre aber auch unverständlich, wenn die

dinarisch gerichtete Drautalstörung mit ihrem gegen das Klagenfurter Becken gerichteten Mündungsgebiet eine gegenüber demselben isolierte Rolle gespielt haben soll. Solche tektonische Störungen sind nur zu verstehen, wenn größere Gebietsteile in ihrer Gesamtanlage davon betroffen wurden. Es muß daher das Klagenfurter Becken in verhältnismäßig junger Zeit noch ganz erhebliche Senkungen mitgemacht haben, die etwa zur selben Zeit stattgefunden haben müssen wie die Deformationen des Drau- und Gitschtales, während das Gailtal als alpin-dinarische Grenzzone eine alte tektonische Linie sein muß, deren Anlage schon aus der Zeit der variszischen Orogenese stammt. Die heute erscheinende Verschmelzung so verschieden alter tektonischer Störungen, wie etwa der alten tektonischen Anlage der alpin-dinarischen Grenzzone und der jungen dinarischen Störungen im Raume des Drauzuges gibt uns auch einen Hinweis dafür, warum eine so wichtige tektonische Grenzzone wie die alpin-dinarische Grenzzone ein so verschiedenes äußerliches Bild zwischen dem Gailtal im Westen und der Längsfurche am Nordrande des Koschuttazuges in sich birgt. Es sind alte Störungsbilder erster Ordnung von jungen tektonischen Störungen überschattet worden; aber die alten Wunden innerhalb des alpin-dinarischen Systems liegen heute nach wie vor mit voller Klarheit vor uns wie in vergangenen geologischen Perioden.

Cornelius hat 1940 und 1945 zu dieser Frage Stellung genommen. Seinen Einwendungen, daß keine Notwendigkeit besteht, eine alpin-dinarische Grenzzone anzunehmen, kann ich mich aus den oben erwähnten Gründen nicht anschließen.

Die vergleichende Stratigraphie der Alpen und auch der tektonische Bau der einzelnen Gebirgsgruppen südlich und nördlich der alpin-dinarischen Grenzzone führt zu dieser Annahme. Es gibt in den Ostalpen nirgends einen solchen Gegensatz in der faziellen Ausbildung der Gesteine wie gerade hier in diesem Raum zur Zeit des Perms und der alpinen Trias. In den nördlichen Kalkalpen sind zwar gewisse Unterschiede in der Fazies innerhalb gewisser Räume vorhanden, aber die Trias der nördlichen Karawanken und der Gailtaler Alpen weisen eine auffallende Ähnlichkeit mit der Trias der nördlichen Kalkalpen auf. Ganz anders verhält sich aber die Trias im Süden; bei manchen Profilen schon 4—5 km südlich der nordalpinen Fazies.

Wenn wir heute von einer alpin-dinarischen Grenzzone sprechen, so dürfen wir nicht an eine überall erkennbare Linie denken. Auch der Begriff Narbenzone ist bereits überholt ebenso wie der Ausdruck periadriatische Naht nicht glücklich gewählt ist. Es ist besser von einer Grenzzone in diesem Fall zu sprechen, weil von der alpin-dinarischen Grenzzone ein bestimmtes Gebiet von verschiedener Breite beherrscht wird.

Ich habe oben schon darauf hingewiesen, welche tektonische Faktoren im Kärntner Raum die alpin-dinarische Grenzzone beeinträchtigt haben, so daß die einheitliche und ursprüngliche Form dieser Grenzzone nicht erhalten geblieben ist. In einem Raum, wo alte alpine Leitlinien (west-östlich streichende Längsfurchen der heutigen Talanlagen) von dinarischen Deformationen gekreuzt wurden und überdies noch die kratogene Orogenese des Klagenfurter Beckens eine große Rolle bei den tektonischen Vorgängen gespielt hat, ist es verständlich und auch mit den Grundsätzen des geophysikalischen Bewegungsmechanismus der Erdkruste ohne weiteres zu

vereinbaren, daß eine Grenzzone I. Ordnung — und als solche muß die alpin-dinarische Grenzzone angesprochen werden — nicht in ihrer alten Form bestehen geblieben ist. Aber auf jeden Fall sie besteht. Die Stratigraphie des Paläozoikums und der alpinen Trias, wie sie im ersten Abschnitt für diesen Raum näher beschrieben wurde, die verschieden geartete Tektonik im Südraum gegenüber dem Nordalpin, die Bewegungsrichtung der Gebirgsketten, der in diesem Raum vorherrschende Plutonismus und schließlich die auftretende Vererzung sind nach meiner Meinung genügend Beweise für die Existenz der alpin-dinarischen Grenzzone. Bewegung ist nicht gleich Bewegung. Wir finden Nordbewegung im Nordalpin und Südbewegung im Südalpin. Wir sehen aber auch Nordbewegung im Südalpin und umgekehrt. Es ist nur zu entscheiden, welche Bewegung ist der allgemeinen Gebirgsfaltung im Sinne der alpinen Orogenese und welche Bewegungen sind auf die Verschiebungen der kratogenen Kontinentalblöcke zurückzuführen. Die Anpressung der Dinariden auf die Alpen muß als sekundäre Bewegungsform angesehen werden, die dann natürlich S—N gerichtet war und die eine Folge des Bewegungsmechanismus der im Süden der alpinen Faltung gelegenen beweglichen afrikanischen Kontinentalscholle ist. Und trotzdem zeigt der tektonische Typ der Südtiroler Dolomiten (En-Bloc-Bewegungen mit kleinen Überschiebungsbahnen) eine von den Nordalpen ganz abweichende Tektonik. Im Drauzug und in den nördlichen Kalkalpen haben wir Schuppen, Falten, Decken mit großen Überschiebungsbahnen. Es kommt nur darauf an, in welchem Teil der tektonischen Glieder man sich befindet; aber erkennbar sind die Gesetzmäßigkeiten und verständlich wird dadurch, daß solche Gegensätze auf verschiedene Ursachen zurückzuführen sind. Die alpin-dinarische Grenzzone ist eben eine Grenze, die alle diese verschiedenartigen Vorgänge voneinander trennt.

Eine andere Frage ist noch, sind die Südalpen in den Dinaridenstamm einzuordnen oder gehören die Südalpen dem Dinaridenstamm genetisch an? Auch hier kommt man dem Ziel am nächsten, wenn man diese Frage von geologisch-tektonischen und stratigraphischen Erwägungen aus behandelt. Der südalpine Sedimentationsraum — wie oben schon mehrfach hervorgehoben — hat in seiner paläontologischen Entwicklung einen bedeutend größeren Einfluß aus dem südlicher gelegenen Ablagerungsbereich des Mittelmeerraumes erhalten als die alpinen Geosynklinale. Es liegt daher kein Grund vor, die alte geographische Trennung zwischen Dinariden und Alpen bestehen zu lassen, wenn die stratigraphischen Verhältnisse hier eine Einheit repräsentieren. Es ist auch nicht allein die Streichrichtung der Gebirgszüge für die Beurteilung dieser Frage entscheidend. Wenn auch die Julischen und Steiner Alpen sowie die Südkarawanken eine alpine W—O gerichtete Streichrichtung aufweisen, so zeigen im Westen die längs der Etschbucht und der Judikarienlinie angrenzenden Gebirgszüge der Brenta und des Adamellostockes eine N—S gerichtete Streichrichtung, die auch nichts mehr mit der alpinen Richtung zu tun hat. Andererseits kann sich auch die Streichrichtung im alpinen Bogen um 180 Grad drehen, wie dies im Westalpenbogen der Fall ist.

Die Streichrichtung der Gebirgszüge ist eine Folge der gebirgsbildenden Kräfte im Kampf um den Raum. Nachdem die alpine Gebirgsbildung schon ältere Anlagen von vergangenen Gebirgsbildungszyklen vorgefunden

hat, wurde auch die Streichrichtung der Gebirgszüge vielfach an alte schon vorhandene Anlagen angepaßt, wobei auch eine Divergenz mit neu gebildeten Streichrichtungen entstanden ist. Diese Erscheinungen treten gerade im Kärntner Raum besonders klar zutage. Im Kor- und Saualpengebiet liegt noch eine alte variszische Baurichtung vor. In den Hohen Tauern divergieren alpine und dinarische Bewegungspläne (Mallnitzer Mulde). Im Drauzug sind beide Bewegungsrichtungen zu finden. Gitschtal, Drau-Mölltal-Richtung, Treffnertal (Dobratschstörung — lokaltektonisch) sind dinarisch gerichtete Störungsfelder.

Die tektonischen Vorgänge umspannen im allgemeinen größere Räume, die nicht ausschließlich auf bestimmte geosynklinal bedingte Sedimentationsräume beschränkt bleiben, sondern darüber hinaus auch fremde Einheiten beeinträchtigen können. Für die Trennung zwischen Dinariden und Alpen kann nicht eine südlich der Julischen und Steiner Alpen vorkommende tektonische Linie herangezogen werden, die tektonische Einheiten voneinander trennt, wie dies Winkler sieht. Nach meiner Meinung ist die großräumige Sedimentationsentwicklung, wie sie zwischen den nordalpinen und den südalpinen oder dinarischen Meeresstransgressionen verursacht wurde, viel geeigneter als Argument für die Trennung des alpin-dinarischen Systems ins Treffen zu führen. Wir finden auch südlich der Julischen Alpen nirgends derartige Faziesgrenzen, ebenso wie in den nördlichen Kalkalpen keine ähnlichen Grenzzonen bisher bekannt wurden. Es ist daher naheliegend, daß das Gailtal und deren östliche Fortsetzung in den Karawanken, die Eisenkappler Aufbruchzone, als alpin-dinarische Grenzzone angesehen werden muß und daß der südalpine Raum dem dinarischen Einflußbereich einzuordnen ist. Diese stratigraphisch bedingte Grenzzone ist eindeutig nachzuweisen. Der tektonische Einflußbereich der Dinariden und der Alpen dagegen kann nicht klar abgegrenzt werden. Diese Forderung muß auch gar nicht gestellt werden. Im Gegenteil, die tektonischen Probleme, wie sie besonders in Kärnten in Erscheinung treten, können nur durch eine geographisch und zeitlich bedingte Divergenz der tektonischen alpinen und dinarischen Baupläne erklärt werden.

IV. Die Morphologie des Dobratsch

Der Dobratsch zeigt ein plateauartiges Aussehen, während die Nordvorlage, der Erzberg, einen Kettentypus aufweist.

Die Ursache liegt in dem verschiedenen Verhalten der Schichtenlagerung sowie in den verschiedenen stratigraphischen Verhältnissen beider Gebirgszüge.

1. Der Einfluß der einzelnen Gesteine auf das Landschaftsbild im Dobratschgebiet

Die älteren Schichtglieder, das Gailtaler Kristallin, das Nötscher Karbon und das Paläozoikum der Karnischen Hauptkette, zeigen den Typus einer Mittelgebirgslandschaft, wogegen die mesozoischen Gesteine des Dobratsch und der umliegenden Gebirgszüge das Aussehen einer hochalpinen Landschaft verursachen.

Im Dobratschgebiet macht sich der Gegensatz besonders auffallend in der Morphologie zwischen der aus dem Nötscher Karbon bestehenden

Badstuben und dem aus triadischen Gesteinen bestehenden Dobratsch bemerkbar. Mit dem Grödener Sandstein beginnt sich das Landschaftsbild schon wesentlich zu ändern. Der Rote Graben bildet ein schluchtartiges Tal im Grödener Sandstein, das entsprechend der Verwitterungsart des Gesteines bizarre Formen annimmt, so daß es für den Fußgänger fast ungangbar wird. Dagegen weisen die Nötscher Schichten der Badstuben mit ihren bewaldeten Flächen eine recht gleichförmige Morphologie des Gebirgszuges auf. Die über dem Grödener Sandstein liegenden Werfener Schiefer zeichnen sich landschaftlich meist durch die Verbreitung von grünen Wiesenmatten und durch das Auftreten ausgiebiger Quellhorizonte aus.

Die Wettersteinkalke und -dolomite geben dem Dobratsch das landschaftliche Gepräge. Auch zwischen der dolomitischen Entwicklung und den Wettersteinkalken sind im Hinblick auf die morphologische Oberflächenverwitterung Unterschiede deutlich erkennbar. Dieser Gegensatz ist gut zu sehen, wenn man das Landschaftsbild des Kilzerberges mit jenem des Dobratschgipfels vergleicht. Die dolomitischen Partien sind auch durch das Auftreten der Latschenvegetation in diesen Zonen gekennzeichnet. Diese Unterschiede sind besonders an den Südwänden des Dobratsch auffallend. Die Wettersteinkalke selbst bilden ausgesprochene Wandformen. Das Plateau des Dobratsch verdankt seine Gestalt der nahezu horizontalen Lage der Schichten, ändert aber sein Aussehen wesentlich gegen den Gipfel zu, wo die Kalke ein Nordfallen aufweisen und wodurch am Gipfel selbst schon eine ausgesprochene Gratform in Erscheinung tritt. In den nördlichen Gehängen des Dobratsch nimmt das Landschaftsbild, namentlich in seinen westlichen Abschnitten, zum Teil Wandformen an, während in den östlichen Regionen die Gehänge zum Teil bewaldet sind.

Sehr gut sind die morphologischen Gegensätze in der Gegend von Heiligengeist zu beobachten. Besonders die Oberflächenverwitterung der östlich von Heiligengeist auftretenden Hauptdolomite entwickelt in dieser Gegend einen eigenartigen Landschaftstypus. Während der Wettersteinkalk von Heiligengeist bewaldete Wandformen aufweist, lösen sich die Hauptdolomitmulden von Heiligengeist oder Kadutschen in wilde Talformen auf. Von der Gegend des Hundsmarhofes entspringend verqueren mehrere nach Norden ziehende Bächlein den Hauptdolomit, die sich später zur Fellach vereinigen und die in dieser Gegend ein stark zergliedertes Landschaftsbild verursacht haben. Durch die Gerinne wurden in den Hauptdolomit tiefe Erosionstäler eingeschnitten, welche von stark zerklüfteten dolomitischen Wandpartien begleitet sind. Dasselbe Landschaftsbild finden wir auch zwischen Kadutschen und Mittewald, wo insbesondere durch den nach Gummern fließenden Weißenbach ein tief eingeschnittenes Erosionstal im Hauptdolomit entstanden ist.

2. Der Einfluß der Tektonik auf das Landschaftsbild im Dobratschgebiet

Der Dobratsch fällt durch sein morphologisches Gestaltungsbild schon aus größerer Entfernung auf, so daß er durch seine auffällige Stellung im Klagenfurter Becken gerne als der Kärntner Rigi bezeichnet wird. Sein Landschaftsbild ist am ehesten mit der Morphologie der in den nördlichen Kalkalpen verbreiteten Gebirgsstöcke zu vergleichen. Die Gebirgs-

massive des Hochkönigs, des Tennengebirges oder des Dachsteingebirges weisen dieselben Landschaftsbilder auf. Im Drauzug finden wir dieselbe Morphologie im Hochohir und an der Petzen. Sie sind gekennzeichnet durch den Plateautypus mit seinen karstischen Erscheinungsformen. Einen anderen Landschaftstypus weist die Nordvorlage des Dobratschgebietes, nämlich der Bleiberger Erzberg, auf. Hier sind Kamm- und Gratformen entwickelt, wie sie in den Gailtaler Alpen allgemein verbreitet sind. Die Gratform des Erzberges ist durch die Steilstellung der Wettersteinkalke bedingt. Man kann an diesen schmalen Gebirgsstreifen augenfällige Unterschiede zwischen den Landschaftsformen der Nord- und Südseite erkennen. Auf der Nordseite sind die Schichtköpfe durch die Verwitterung angegriffen, wodurch größere Wandpartien entstanden sind. Im Süden gegen das Bleiberger Tal fallen die Gehänge parallel mit dem Schichtfallen der Wettersteinkalke zu Tal. Es war daher eine stärkere Bewaldung der Südhänge möglich, nur die an der Nordseite des Bleiberger Tales verlaufenden Längsbruchsysteme haben kleinere Wandformen verursacht, so daß der Verlauf dieser Längsbrüche morphologisch leicht zu erkennen ist.

Die Anlage des Bleiberger Tales ist durch die Dobratschüberschiebung tektonisch bedingt, nur das heutige Aussehen ist auf den glazialen Einfluß zurückzuführen. Die Eiszeit hat einen großen Einfluß auf das Landschaftsbild des Dobratsch und seiner Umgebung ausgeübt. Im Norden des Dobratsch ist durch die Eiszeit eine charakteristische Terrassenlandschaft entstanden. Die grünen Matten von Heiligengeist und Kadutschen sind auf den glazialen Schottern zur Bildung gekommen und die Verbindungslinie der Terrassenlandschaft von Kadutschen zu den grünen Flächen von Heiligengeist ist als die einstige Talsohle des Bleiberger Tales während der Eiszeit anzusehen. Die Erosion des Weißenbaches in den Hauptdolomit ist nach der Eiszeit erfolgt. Die glazialen Terrassen senken sich gegen das Klagenfurter Becken treppenförmig ab. Eine genaue Gliederung der eiszeitlichen Terrassenstufen hat Stini 1937 gegeben. Bis zu einer Meereshöhe von 1600 m hat das Eis auf das Dobratschmassiv seinen Einfluß ausgeübt. Am Plateau des Dobratsch östlich von der Knappenhütte und ober der Roten Wand sind ausgedehnte Glazialablagerungen verbreitet.

Das Plateau des Dobratsch ist von kleineren und größeren Dolinen durchsetzt, wodurch hier der Typus einer karstischen Landschaft in Erscheinung tritt.

Auch im Dobratschgebiet sind die großen morphologisch-tektonischen Erscheinungsformen erkennbar, die für den Drauzug typisch sind. Die Gegensätze des variszischen und des alpinen Bauplanes sind in ihren landschaftlichen Formen klar zu erkennen. Auch die Faziesunterschiede zwischen nordalpiner und südalpiner Entwicklung sind morphologisch deutlich ausgeprägt. Jede stratigraphische Einheit ist durch eine besondere landschaftliche Note in diesem Gebiet gekennzeichnet. In unmittelbarer Nähe reiht sich der variszische Bau der Karnischen Alpen, für den ein ruhigeres, ausgesprochen mittelgebirgisches Aussehen in der Umgebung des Dobratsch kennzeichnend ist, dann anschließend nördlich das auf tektonische Art entstandene Gailtal mit dem Gailtaler Kristallin, das sich längs des Gailtales in grünen, teilweise bewaldeten Höhen am Fuße der Gailtaler Alpen hinzieht, schließlich der karstige Gebirgszug des Dobratsch und im Norden die Ketten der Gailtaler Alpen an.

Die Morphologie des Dobratsch weist dieselben Charakterzüge auf wie jene des im Osten liegenden Hochobir und der Petzen. Es ist in diesem Gebirgszug eine tektonische Einheit entwickelt, die anders geartete Verhältnisse aufweist als der im Norden des Dobratsch streichende Erzberg. Im Dobratschgebiet zeigen die Schichtglieder teils eine flache Lagerung, so daß sich in diesem Gebirgsstock Plateauformen entwickelt haben. Aber das Streichen der Dobratschgesteine in west östlicher Richtung ist durch die junge Bruchtektonik stark gestört. Diese Störungen dürften mit dem Absinken des Klagenfurter Beckens im Zusammenhang stehen, denn die Plateauflächen des Dobratsch sinken gegen das Klagenfurter Becken in östlicher Richtung mit einer auffallenden Regelmäßigkeit ab. Ähnliche Verhältnisse liegen auch nördlich der Drau in den kristallinen Gebirgsstreifen vor, wo mit einer augenfälligen Gleichheit diese stufenförmige Absenkung der Höhenzüge des Mirnock- und Amberggebietes, des Wollanig und des Oswaldiberger gegen das Klagenfurter Becken zu erkennen ist. Auch die von Stini beschriebenen Terrassenstufen zwischen Heiligengeist und Förderlach sind nicht nur auf glazialerosionsartige Erscheinungen zurückzuführen, sondern es spiegelt auch hier sich meines Erachtens die Einbruchtektonik des Klagenfurter Beckens wieder, so daß die Entstehung des Klagenfurter Beckens keineswegs durch eine randliche Überhebung der umliegenden Gebirgszüge allein erklärt werden kann, sondern es sich hier eindeutig um Senkungserscheinungen großen Maßstabes handeln muß. Es können sonst die beiden Formen von tektonischen Erscheinungen nicht verstanden werden, wie sie in der Dobratschgeologie gesehen werden müssen; nämlich die alpine Großtektonik im Querprofil der Alpen und die lokale Bruchtektonik, die durch nachfolgende Deformationen, besonders im Kärntner Gebiet, bedingt ist.

V. Zur zeitlichen Einordnung der tektonischen Bewegungsvorgänge im Dobratschgebiet

In dieser zusammenfassenden Übersicht soll noch der Versuch gemacht werden, alle tektonischen Vorgänge des Dobratschgebietes und der benachbarten Gebirgszüge, die in den vorhergehenden Abschnitten behandelt wurden, zeitlich zu gliedern. Es kann gleich gesagt werden, daß es auf Grund der vorliegenden Erkenntnisse noch nicht möglich ist, die hier aufgeworfenen Fragen mit eindeutiger Vollständigkeit zu klären, weil die Tertiärstudien im Kärntner Raum noch nicht abgeschlossen sind. Dasselbe gilt für die Konglomeratstudien des Paläozoikums.

Die Gebirgszüge des Drauzuges und somit des Dobratschgebietes im engeren Sinn haben sehr verschiedene Schicksale mitgemacht. Es treten in diesem Raum sowohl variszische als auch alpine Baupläne nebeneinander auf. Die Karnischen Alpen und auch das Nötscher Karbon sind von beiden Orogenesen betroffen worden.

In den Karnischen Alpen läßt sich an der Grenze von Ordovician zum Gotlandian noch eine kaledonische Gebirgsbildungsphase erkennen. Den Hauptanteil an der Gebirgsbildung der Karnischen Alpen haben aber die variszischen Phasen. So hat die Entstehung der Karnischen Alpen Anteil an der bretonischen Phase zwischen dem Devon und dem Unterkarbon, innerhalb welcher der Deckenbau der Karnischen Alpen geschaffen wurde,

Der variszische Bauplan wird zerstört und abgetragen und über ihn transgredieren die Naßfeldschichten. Zwischen den Trogkofelkalken und der Tarviser Brekzie finden wir wieder eine Diskordanz. Diese Störung ist durch die saalische Gebirgsbildungsphase verursacht.

Auch im Nötscher Karbon sind variszische Bewegungsphasen durch Diskordanzen nachzuweisen. Hieher gehört die Diskordanz zwischen dem Gailtaler Kristallin und Unterkarbon. Das Gailtaler Kristallin ist als ehemalige Unterlage des Nötscher Karbons anzusehen. Die ganze Einheit wurde nach Norden bewegt. Felsler hat im Altkristallin durch Diskordanzen schon die bretonische Bewegungsphase nachgewiesen. Dann folgt die Transgression der Nötscher Schichten über das Altkristallin. Konkordant liegt das pflanzenführende Oberkarbon. In die asturische Phase fällt der Schub des Nötscher Karbons nach Norden sowie die Faltung der Phyllite. Dann folgt die saalische Bewegungsphase und schließlich die Transgression der Grödener Schichten, wodurch die Sedimentation der alpinen Gesteine eingeleitet wird.

Das Gailtal hat also schon während der variszischen Orogenese eine entscheidende Rolle gespielt. Die tektonischen Vorgänge des Gailtaler Kristallins und des Altkristallins bestätigen diese Annahme.

Das verschiedenartige Aussehen der alpinen Gebirgszüge läßt erkennen, daß die einzelnen Gebirgszüge während der alpinen Bewegungsphasen nicht gleichmäßig von ihnen betroffen wurden. Die Trias sowohl in den Karawankengebieten als auch in den Gailtaler Alpen ist ohne Störung verlaufen. In den Julischen Alpen sind Bewegungen der jungkimmerischen Phase durch Diskordanzen von Winkler nachgewiesen. Über die Gailtaler Alpen und über das Dobratschgebiet läßt sich für diese Zeit nichts aussagen, weil in diesen Gebieten Juraablagerungen fehlen.

In die Zeit der vorgosauischen Gebirgsbildung stellt man ganz allgemein die Deckenbewegungen und Überschiebungen. Sicherlich fallen in diese Zeit die ersten Verfaltungen der Gailtaler Alpen. In der Oberkreide (laramische Phase) wurde nach Kober und Cornelius das vorgosauische Gebirge über die unterostalpinen-penninischen Decken geschoben, wobei gleichzeitig die penninischen Decken erzeugt wurden. Dies bedeutet, daß für den zurückgebliebenen autochthonen Teil der oberostalpinen Decken in den Gailtaler Alpen in dieser Zeit eine starke Zerreißen und Stauung der Schichtpakete eingesetzt hat. Die in den Gailtaler Alpen ausgeprägte Verschuppungstektonik dürfte im wesentlichen das Produkt der großen tektonischen Bewegungen dieser in der Oberkreide stattfindenden Gebirgsbildungsphasen gewesen sein. Auch die Aufschiebung des Dobratschmassivs als Fremdkörper auf die Gailtaler Alpen verlege ich in diese Zeit. Nach meiner Ansicht sind die Gailtaler Alpen und der Dobratschzug das Ergebnis der vorgosauischen und laramischen Gebirgsbildungsphasen. Diese Vorstellung scheint auch mit jener Kahlers über die Entstehung der nördlichen Karawanken übereinzustimmen, der auch für diesen Gebirgszug prägosauische Faltung annimmt. Die Zukunft wird zeigen, ob nicht der Hauptanteil der Gebirgsbildung auch für die nördlichen Karawanken in die laramische Phase der Oberkreide zu stellen sein wird.

Der savischen Phase im Oligozän fällt der Hauptanteil der alpinen Gebirgsbildung zu. Die starke Anpressung des Dinaridenstammes an den Alpenkörper bedingt eine starke Emporhebung ganzer Gebirgsteile. Schon

in ihrem Deckenbau nach Süden orientierte Einheiten (Koschutta-Julische Alpen und Steiner Alpen) werden durch den Anshub des Dinaridensystems sekundär nach Norden geschoben. Auch die Karnischen Alpen werden neuerdings von den alpinen Gebirgsbildungen erfaßt und als Ganzes an den Alpenstamm angepreßt. Das Ergebnis dieser sekundären Nordschubtektonik ist die auffallende Geradlinigkeit der Nordrandstörung der Karnischen Alpen zwischen Sillian und Arnoldstein. Sie bildet in diesem Raum die alpin-dinarische Grenzzone. Die Streichrichtung des Gailtaler Kristallins verläuft spitzwinklig zur Streichrichtung der Nordrandstörung und somit der alpin-dinarischen Grenzzone. Auf diese Erscheinung hat Heritsch hingewiesen. Die dinarischen Bewegungsrichtungen dehnen sich auch auf den Alpenkörper aus. Sie sind NW—SO gerichtet im Streichen. Die Dislokationen des Gitschtalbruches, der Drautallinie und der Mallnitzer Mulde erhalten in dieser Zeit ihre Anlagen. Die alpin-dinarische Grenzzone bekommt somit ihr alpines Gepräge. Alte W—O gerichtete tektonische Leitlinien werden transversal abgeschnitten. Die westöstlich verlaufende Streichrichtung der Gailtaler Einheiten wird durch die dinarische Bewegungstektonik der Drautallinie zwischen Villach und Spittal a. d. Drau spitzwinklig abgeschnitten. Die in ihrer Anlage schon vorhandenen Falten der Gailtaler Alpen werden steil gestellt und stark verschuppt. Es entsteht die für die Kalkalpen kennzeichnende Schuppentektonik. Im Osten beginnt die stärkere Absenkung des Klagenfurter Beckens. Eine starke Querbruchtektonik setzt dadurch ein. Solche Bruchverwerfungen größeren Maßstabes finden wir besonders in den östlichen Ausläufern der Gailtaler Alpen und des Dobratschmassivs. Auch im Mirnock-Amberg-Oswaldi-Zug nördlich der Drau sind ähnliche tektonische Anlagen zu beobachten. Im Klagenfurter Becken transgrediert marines brackisches und Süßwassermiozän auf das Kristallin. Ähnliche Transgressionen konnte Kahler in den Karawanken nachweisen. Welche tektonische Beziehungen diese miozänen Ablagerungen zu den alpinen Bauplänen hat, wird noch zu klären sein. Das Klagenfurter Becken schafft sich seine eigene Tektonik. Tektonische West-Ost-Linien entstehen.

Nach dieser Hauptgebirgsbildungsphase im Oligozän ist die alpine Tätigkeit noch nicht zur Ruhe gekommen. Die Heraushebung der Karawanken zum Hochgebirge findet erst im Jüngmiozän und im Pliozän statt. Die mächtigen Ablagerungen des Sattnitzkonglomerats am Nordfuß der Karawanken weisen auf große, noch in dieser Zeit während der steirischen Phase stattfindende tektonische Bewegungen dieses Gebirgszuges hin. Auch das Dobratschmassiv und die Gailtaler Alpen wurden in dieser Zeit von gebirgsbildenden Kräften neuerdings erfaßt. Abgesehen von der Steilstellung und Emporpressung verschiedener tektonischer Einheiten in den Gailtaler Alpen und im Dobratschgebiet, finden in dieser Zeit größere Bruchdislokationen in diesen Gebieten statt. Auch die Einfaltung des vermutlichen Mälschacher Tertiär an der Nordostflanke des Dobratsch fällt in diese Zeit. Die Grabenbruchsenge des Bleiberger Tales und die im Dobratsch- und im Bleiberger Erzberg-Gebiet auftretenden NO-Verwerfer sind die Ergebnisse der in diesen Gebieten auf die gewaltigen tektonischen Vorgänge der Hauptgebirgsbildungszeit nachfolgenden nachklingenden Tektonik der steirischen Gebirgsbildungsphase. Cornelius weist darauf hin, daß der in dieser Zeit stattfindende Bewegungsmechanismus einseitige,

stark überschohene Muldenanlagen schafft, die zum Teil recht tief eingefaltet oder auch an Brüchen eingeklemmt sind. Er spricht von einem germanotypen Typ der alpinen Orogenese. Diesen Bewegungsmechanismus finden wir in Kärnten im Klagenfurter Becken sehr häufig. Auch die von Felsler erkannten NO-Verwerfer im Nötscher Karbon gehören dieser letzten Gebirgsbildungsphase an, die bis heute noch nicht abgeschlossen ist. Dasselbe gilt für die im Klagenfurter Becken häufig auftretenden N—S gerichteten Querstörungen, die auch größere Querverstellungen ehemaliger W—O streichender tektonischer Anlagen verursacht haben. Diese Erscheinung ist in den schon im Tertiär entstandenen Anlagen des Ossiacher- und Wörthersees zu beobachten.

Weitere glazialmorphologische Veränderungen hat dann die Eiszeit gebracht. Die letzte Gebirgsbildung dauert auch während der Eiszeit und schließlich in der heutigen Zeit noch an. Sowohl morphologisch-geologische als auch erzgeologische Beobachtungen der Bleiberger Montangeologen weisen auf heute in den Gebirgsmassiven noch stattfindende Bewegungsvorgänge hin. Die durch den Nordschub der Karnischen Alpen bedingte Schiefstellung des Gailtalbodens sowie die nach der Eiszeit erfolgte Umkehrung des Gefälles des ehemaligen Gailtalbodens zwischen Finkenstein und Ledentzen, wodurch der Gailfuß in eine andere Richtung nach Norden gedrängt wurde, sind besonders für das untersuchte Gebiet deutliche Zeugen, daß die gebirgsbildenden Kräfte noch keineswegs zum Stillstand gekommen sind.

Abschließend gibt der Verfasser bekannt, daß diese Reihe von gewonnenen Erkenntnissen noch viele Lücken einschließt und daß die Absicht verfolgt wird, bei der zukünftigen geologischen Kartierung der Kärntner Kartenblätter das Bild der geologischen Anschauungen über die tektonischen Ereignisse im Drauzug und im Klagenfurter Becken zu vervollständigen. Mit diesem Beitrag wurde zu zeigen versucht, welche Vielfalt von geologischen Problemen in diesem Raum zutage treten, und daß noch ein langer Weg vor uns liegt, bis alle Vorgänge, die sich in diesem Raum abgespielt haben, einer restlosen Klärung entgegengeführt sein werden.

Literaturverzeichnis

1. Ampferer O.: Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1937.
2. Angel F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. M. d. naturw. Vereines f. Steiermark, 1932.
3. Angel-Metz: Zur Gesteinskunde der österreichischen Alpen. Granit von Nötsch. Min.-petrogr. Mitt. Wien, Bd. 43, 1932.
4. Angel-Kahler: Malohit von Finkenstein. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1937.
5. Brunlechner A.: Die Entstehung und Bildungsfolge der Bleiberger Erze und ihrer Begleiter. Jb. d. Naturgesch. Museums von Kärnten, 25. Bd., Klagenfurt 1898.
6. Canaval R.: Bemerkungen über die Erzvorkommen in der Umgebung von Finkenstein bei Villach. Montan. Rundschau, 1926 und 1927.
7. Cornelius H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. d. d. geol. Gesellschaft, Bd. 92, 1940.
8. Cornelius H. P.: Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? Mitt. d. geol. Ges., Wien, Bd. 36—38, 1943—1945.
9. Diener C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebirges. 1903.

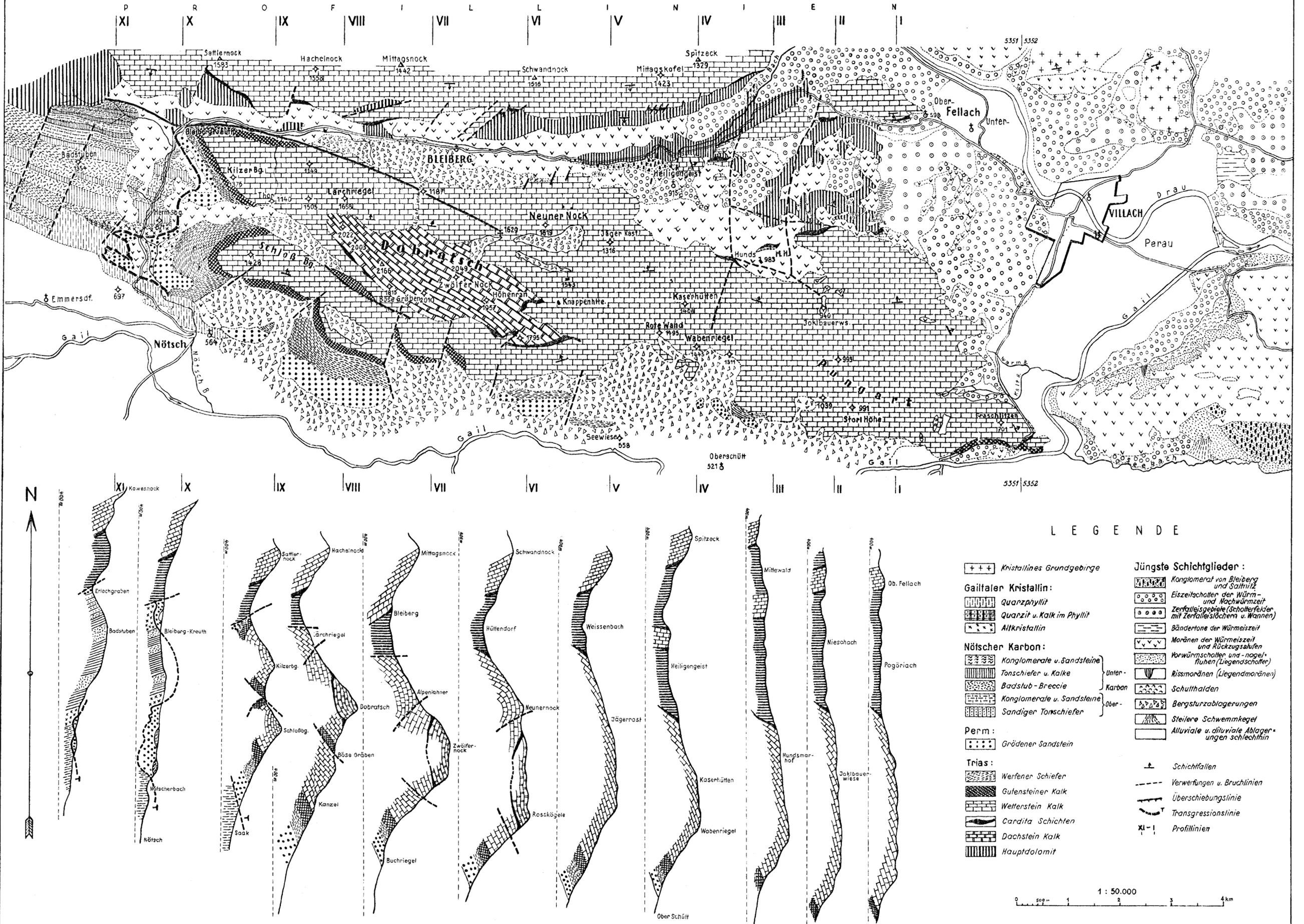
10. Frech F.: Über Bau und Entstehung der Karnischen Alpen. Z. d. d. geol. Ges., 1887.
11. Frech F.: Die Karnischen Alpen, 1894.
12. Frech F.: Lethaea geognostica, I. Teil, Lethaea Palaeozoica, II. Bd., 2. u. 3.—4. Lieferung, 1899, 1901.
13. Frech F.: Lethaea geognostica, II. Teil, Mesozoikum, Bd. I, Trias, Abt. 3—4, 1905. Die alpine Trias von Arthaber.
14. Felser O.: Der Granit von Nötsch. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Heft 9, 1936.
15. Felser O.: Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). Carinthia II, 1938.
16. Gallenstein H.: Eine interessante Brachiopodengesellschaft in den Raibler Schichten Mittelkärntens. Carinthia II, 1912.
17. Gallenstein H.: Ein örtliches Vorkommen von Foraminiferen in den Carditaschichten Mittelkärntens. Carinthia II, 1915.
18. Gallenstein H.: Neue Fossilfunde aus den Carditaschichten nordöstlich von Launsdorf. Carinthia II, 1917.
19. Gallenstein H.: Aus Kärntens Carditaschichten. Carinthia II, 1921.
20. Gallenstein H.: Ein neuer Fund von Foraminiferen und die Brachiopoden *Thecospirella Loczy* Bittn. und *Thecocyrthella ampezoana* Bittn. in den Carditaschichten Mittelkärntens. Carinthia II, 1918.
21. Gaertner H.: Geologie der Zentral-Karnischen Alpen. Denkschrift d. Akad. d. Wiss., 1931.
22. Geyer G.: Über ein neues Vorkommen palaeozoischer, wahrscheinlich karbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailtaler Alpen. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1897.
23. Geyer G.: Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen in Kärnten. Jb. d. Geol. Reichsanstalt, 1897.
24. Geyer G.: Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1897.
25. Geyer G.: Geologische Aufnahmen im Weissenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1901.
26. Geyer G.: Zur Tektonik des Bleibergertales in Kärnten. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1901.
27. Heritsch F.: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsbericht d. Akad. d. Wiss., 1912.
28. Heritsch F.: Die österreichischen Alpen bis zur alpin-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handbuch der regionalen Geologie, II. Bd., 5. Abt., 1915.
29. Heritsch F.: Fossilien aus dem Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. Sonderabdruck aus Carinthia II, 1918.
30. Heritsch F.: Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923, Verl. Gebr. Bornträger.
31. Heritsch F.: Trilobiten aus dem Unterkarbon von Nötsch. Mitt. d. Nat. Vereines für Steiermark, 1926.
32. Heritsch F.: Trilobiten aus dem Unterkarbon von Nötsch. Mitt. d. Nat. Vereines für Steiermark, 1929.
33. Heritsch F.: Granitgang im Unterkarbon von Nötsch am Dobratsch. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1930.
34. Heritsch F.: Das Alter der Trogkofelkalke der Karnischen Alpen. Akad. Anzeiger, 1933.
35. Heritsch F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Mitt. d. Geol. Gesellschaft Wien, Bd. 26. 1933.
36. Heritsch F.: Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal. Stuttgart 1934. Neues Jb., Bg. B, Abt. B, 1934.
37. Heritsch F.: Faakersee. Anzeiger Wiener Akad. d. Wiss. 1936.
38. Heritsch F.: Die Karnischen Alpen. Graz, 1936.

39. Holler, Kahler, Tschernig F.: Das System der Blei-Zink-Vererzung im Bleiberger Gebiet und in den Karawanken. Auszug d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 7/1933.
40. Holler H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. Carinthia II, 1936. (7. Sonderheft.)
41. Holler H.: Kurzbericht über den Blei-Zink-Erz-Bergbau Mitterberg in der Kreuzen (Kärnten). Nicht veröffentlicht, 1949.
42. Hupfeld: Der Bleiberger Erzberg. Zeitschrift für praktische Geologie, 1897.
43. Jenny H.: Die alpine Faltung, Berlin 1924. Verlag Gebr. Bornträger.
44. Kahler F.: Karawankenstudien II. Die Herkunft des Sedimentes des Tertiär. Ablagerungen am Karawanken-Nordrand. Zentralblatt f. Min. 1929.
45. Kahler und Kieslinger: Die geologische Erforschung der Karawanken. Sonderabdr. d. Car.-Sonderh.: Nat. aus dem Abstimmungsgeb., 1930.
46. Kahler F.: Zwischen Wörthersee und Karawanken. Mitt. d. Nat. Vereines für Steiermark, 1931.
47. Kahler F.: Zur Geologie der Karawanken. Akad. Anzeiger Nr. 21/1932.
48. Kahler F.: Karawankenstudien III. Zentralbl. f. Min., 1932.
49. Kahler F.: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., 1936, Heft 18.
50. Kahler F.: Zur Verbreitung der Kreideablagerungen in den Karawanken. Carinthia II, 1938.
51. Kahler F.: Bohnerze und Augensteinfelder in Kärnten. Carinthia II, 1941.
52. Kieslinger A.: Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. Sep. a. d. Zentralbl. f. Min. usw., 1929.
53. Klinger F.: Das Alter der Vererzung des Bleiberger Erzberges in Kärnten. Berg- u. Hüttenmänn. Jb. Leoben 1933, II.
54. Kober L.: Die Bewegungsrichtung der alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. Petermanns geogr. Mitt. 60, 1914.
55. Kober L.: Alpen und Dinariden. Geologische Rundschau, V., 1914.
56. Kober L.: Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
57. Kober L.: Bau der Erde. Berlin 1928.
58. Kober L.: Das alpine Europa. Berlin 1931.
59. Kober L.: Die Orogenese. Berlin 1933.
60. Kober L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
61. Kober L.: Tektonische Geologie. Berlin 1942.
62. Kossmat Fr.: Bemerkungen zur Entwicklung des Dinaridenproblems. Geol. Rundschau 1924.
63. Kraus E.: Der Abbau der Gebirge. Bd. I. Der alpine Bauplan. Berlin 1936.
64. Küpper H.: Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. M. Jb. Beilage Bd. 57, Abt. B, 1927.
65. Lichtenecker N.: Das Bewegungsbild der Ostalpen. Sonderabdr. a. d. Naturwiss., 13. Jg., Heft 35, Berlin, J. Springer.
66. Mojsisovisz: Die tektonischen Verhältnisse der erzführenden Triasgebirge zwischen Drau und Gail. Verh. d. Geol. Reichsanst., 1872.
67. Paschinger H.: Toteislandschaften in Kärnten. Carinthia II, 1936.
68. Paschinger V.: Landeskunde von Kärnten. Klagenfurt 1938.
69. Peters K.: Die Umgebung von Bleiberg in Kärnten. Jb. d. Geol. Reichsanstalt, 1856.
70. Petraschek W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Geol. Kongreß Madrid. 1928.
71. Petraschek W.: Die mechanischen Gesetzmäßigkeiten der Bruchtektonik im Bleiberg. Zentralbl. f. Min. usw. 1931/9.
72. Suess E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, LVII, Aht. 1, 1868.

73. Suess F. E.: Der geologische Bau der Ostalpen in „Die österreichischen Alpen“ Leipzig-Wien 1928.
74. Schaffer F. X.: Geologie der Ostmark. Wien 1943.
75. Schwinner R.: Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, VI, 1915.
76. Schwinner R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. Jb. d. D. Geol. Gesellschaft, 1929.
77. Schwinner R.: Variszisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau, XXIV, 1933.
78. Staub R.: Bau der Alpen. Bern 1924.
79. Staub R.: Südalpen und Dinariden. Eklogae Helvetiae, vol. XIX, Nr. 2, 1926.
80. Stelzner B.: Über die Bohnerze der Villacher Alpe. Jb. d. Geol. Reichsanstalt. 1887.
81. Stini J.: Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, 1937.
82. Spengler E.: Über die von Stille in den nördlichen Kalkzonen der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1927.
83. Schmidt W.: Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1922.
84. Stille H.: Über Alter und Art der Phasen variszischer Gebirgsbildung. Aus den Nachrichten von der K. Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, math.-phys. Kl., 1920.
85. Termier P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. geol. Fr., 4. ser., t. 3, 1903.
86. Till A.: Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. Mitt. d. Geogr. Ges., Wien, 1907.
87. Toula A.: Vorkommen der Raibler Schichten zwischen Villach und Bleiberg in Kärnten. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, 1887.
88. Thurner A.: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, 1947.
89. Tornquist A.: Die Blei- und Zinkerzlagertstätten von Bleiberg Kreuth. Wien 1927.
90. Tschernig E.: Über Gebirgsschläge in den Kärntner Blei-Zink-Erz-Lagerstätten. Berg- und Hüttemänn. Jb., 1932.
91. Tschernig E.: Die geothermische Tiefenstufe in Bleiberg. Carinthia II, 1937.
92. Tschernig E.: Messung einer tektonischen Bewegung in Bleiberg. Carinthia II, 1937.
93. Uhlig V.: Der Deckenhau in den Ostalpen. Mitt. d. Geol. Gesellschaft, Wien, Bd. II, 1909.
94. Winkler A.: Die Bedeutung des Alpen-Dinaridenproblems für den Alpenbau. Jb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1928.
95. Winkler A.: Bemerkungen zu R. Staub „Südalpen und Dinariden“. Zentralblatt f. Mineralogie und Palaeontologie, Jg. 1926.
96. Worech E.: Geologische Kartierung östlich des Faakersees. Sonderdruck aus Carinthia II, 1937.

Geologische Karte vom Dobratsch und Umgebung mit Profilen von Dr. N. Anderle

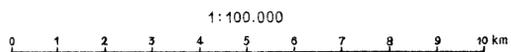
mit Benützung der Aufnahmen von J. Stini, H. Holler, O. Felser und F. E. Klingner.



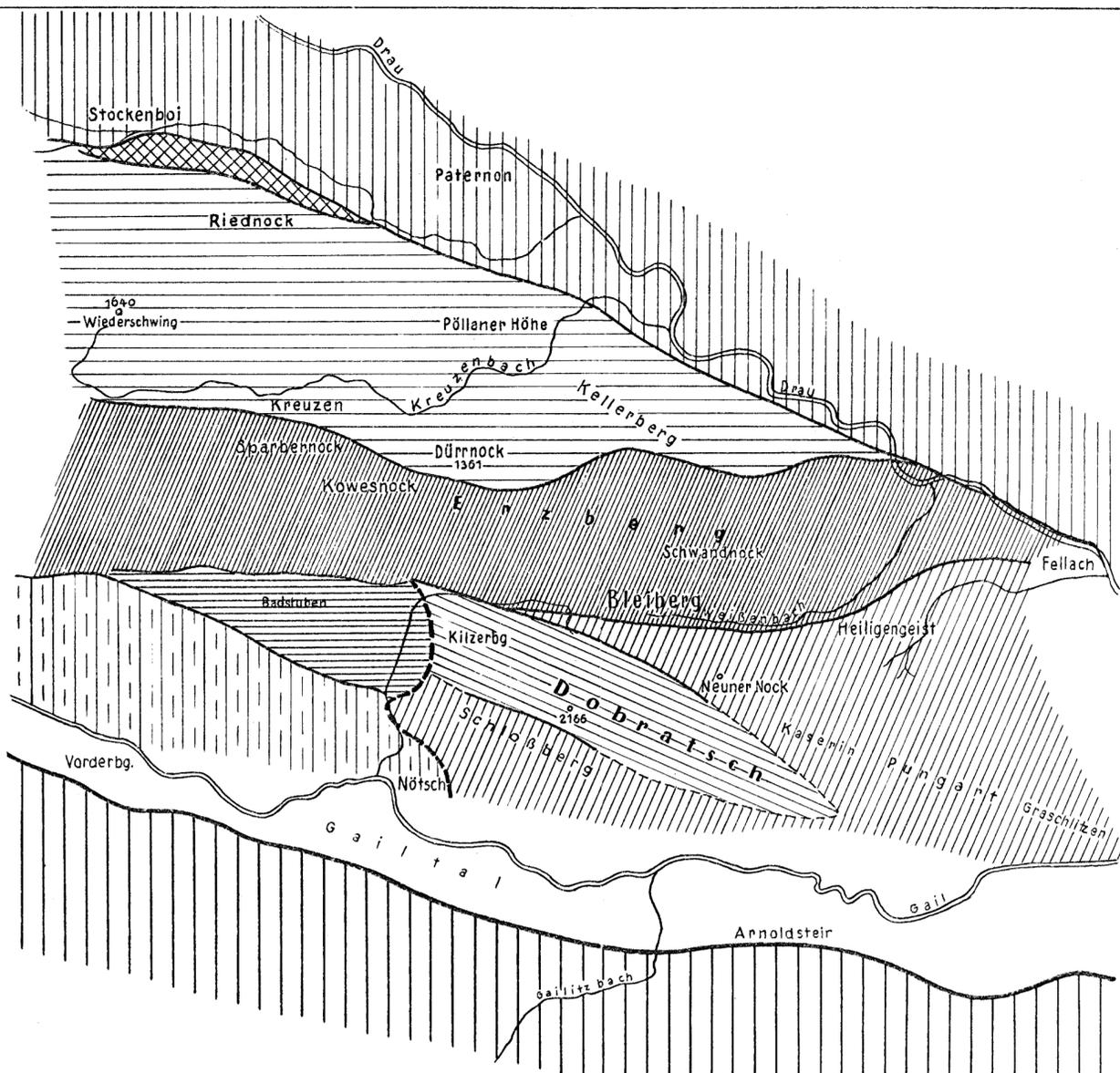
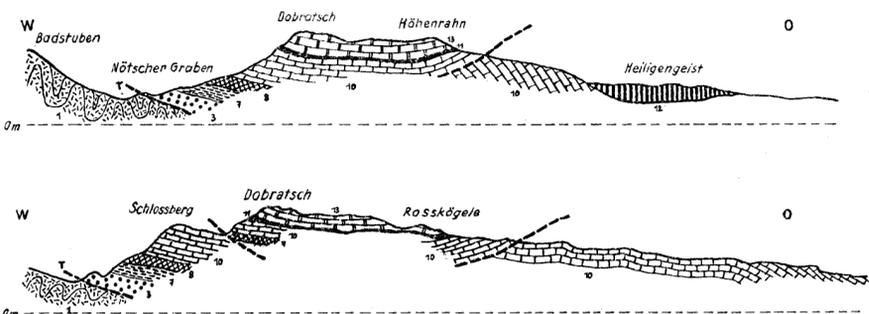
Tektonische Skizze

vom
Dobratsch und Umgebung

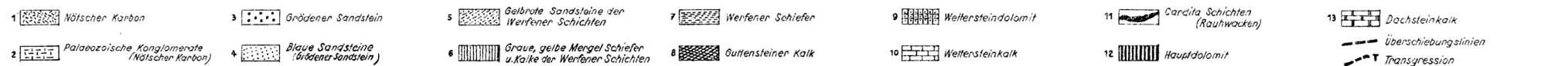
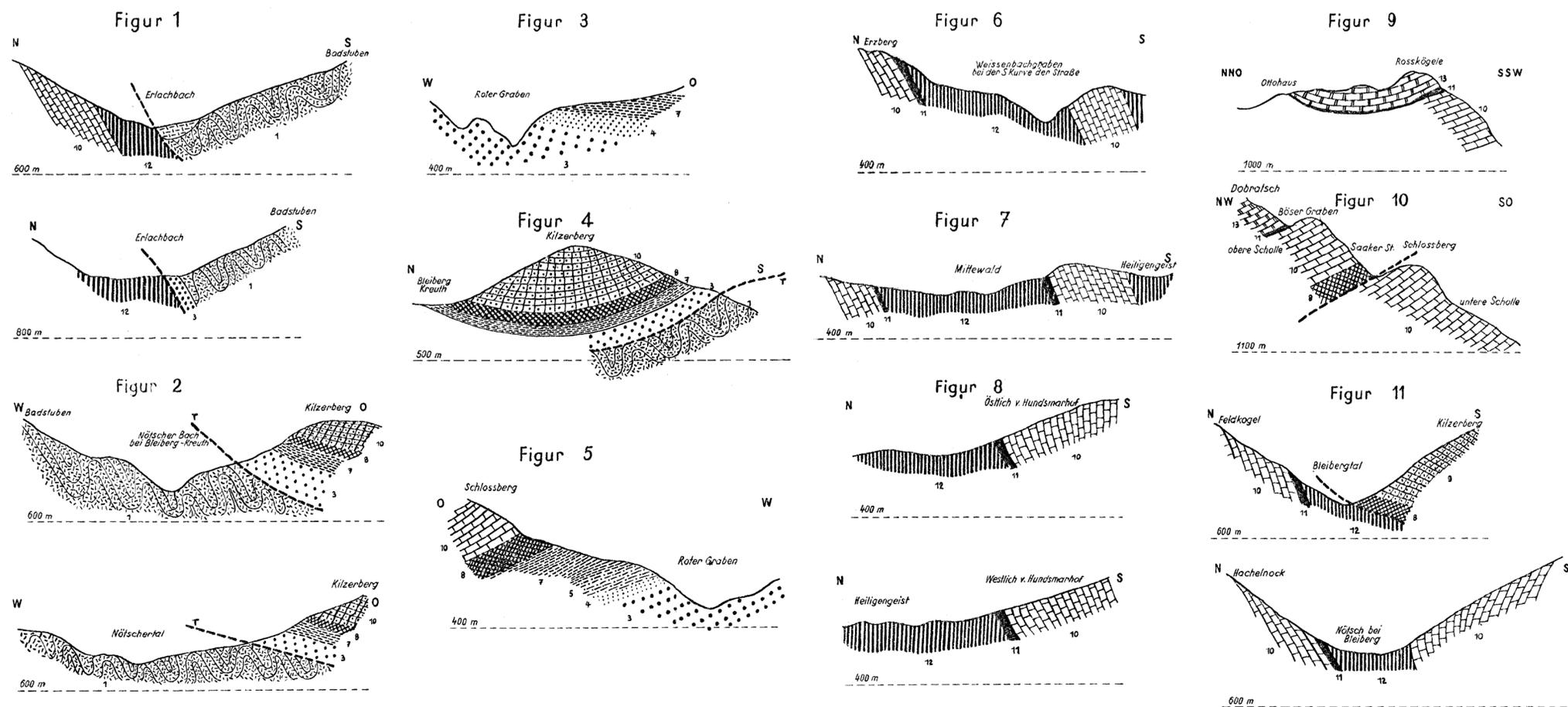
von Dr. N. Anderle



L A N G S P R O F I L E



Detailprofile vom Dobratsch 1:25.000



Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein

(Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, IV¹⁾)

Von Ch. Exner und E. Pohl

(Mit 1 Tafel XIV und 5 Textabbildungen)

Inhalt:

	Seite
Einleitung	1
Granosyenitischer Gneis (Ch. Exner)	2
Erforschungsgeschichte	4
Feldgeologische Hinweise	7
Gesteinsbeschreibung	10
1. Basische Fische	10
2. Aplit und Aplitgneis	20
3. Der gewöhnliche granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit	21
4. Gneisphyllonite und kataklastische Reibungsbreccien	32
Kristallisationsgeschichte, Metasomatose und Mineralfazies	33
Vergleiche	39
Allgemeingeologische und petrologische Deutung	40
Beziehungen zwischen radioaktiven Höfen, Gesteinsradioaktivität und Meta- somatose	41
Radioaktive Messungen (E. Pohl)	45
1. Entnahme und Aufarbeitung der Gesteinsproben	45
2. Meßmethode	45
3. Die Meßfehler	48
4. Eichung der Apparatur	48
5. Die Meßergebnisse	49
6. Diskussion der Ergebnisse	53
Literatur	54

Einleitung

Die Erforschung der geologischen Herkunft der Radioaktivität der Gasteiner Thermen wurde durch die grundlegende Arbeit von H. Mache und M. Bamherger (1914) anlässlich des Tauerntunnel-Durchstiches und der im Tunnel untersuchten geologischen Aufschlüsse (F. Becke und F. Berwerth, 1902 bis 1908) eingeleitet. Später unterzogen A. Weber (1936) und G. Kirsch (1939) auch andere Gesteinsarten aus der Zentral-

¹⁾ Die Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit und mit Unterstützung des Forschungsinstitutes Gastein durchgeführt; vorliegende Arbeit ist dort als Institutsmitteilung Nr. 51 verzeichnet.

gneisregion um Badgastein radiumphysikalischer bzw. chemischer Untersuchung. A. Weber und G. Kirsch fanden, daß der granosyenitische Gneis (= „Syenitgneis“ oder „Syenit“ älterer Autoren) bedeutend radioaktiver ist als die im Tauerntunnel aufgeschlossenen granitischen Gneise und überhaupt das radioaktivste Gestein der Umgebung Badgasteins darstellt. Der granosyenitische Gneis baut eine 15 km lange und maximal 400 m mächtige, nordsüdlich streichende Gesteinsdecke zwischen Badgastein und Mallnitz, westlich über dem Tauerntunnel auf.

Der in den Jahren 1940 bis 1944 vorgetriebene Radhausberg-Unterbaustollen (2,4 km lang) des Goldbergbaues erschließt den Gebirgskörper westlich des Tauerntunnels und nähert sich dem Tauerntunnel bis zu einer Horizontaldistanz von 2 km. Eine Besonderheit des Radhausberg-Unterbaustollens sind die abnormal heißen Klüfte (43° C) und der außerordentlich hohe Gehalt der Stollenluft an Radiumemanation. Die Hitzeklüfte wurden in streichender Fortsetzung des Gasteiner Thermalkluftsystems im Stollen angefahren und teilweise ausgelängt. Geologisch liefert der Stollen außerdem das Gesteinsprofil westlich des Tauerntunnels einschließlich des basalen Teiles der granosyenitischen Gneisdecke (Abb. 1 und 5).

Im Rahmen des Gasteiner Forschungsinstitutes unter der Leitung von Herrn Univ.-Prof. Dr. F. Scheminzky arbeiten Kollegen verschiedener naturwissenschaftlicher Fächer und Institute an der Aufklärung der Herkunft der abnormalen Hitze und Anreicherung von Radiumemanation sowie deren Beziehung zu den Gasteiner Thermomen (F. Scheminzky, Badgasteiner Badeblatt 1950).

In der vorliegenden Arbeit berichten wir über die petrographische Untersuchung der granosyenitischen Gneisdecke (Ch. Exner) und über die radioaktiven Messungen an den Gesteinen des abwechslungsreichen Profils des Radhausberg-Unterbaustollens (E. Pöbl). Unsere Untersuchungen im Felde bzw. im Stollen wurden in den Jahren 1946 bis 1949 durchgeführt. Die petrographischen Untersuchungen erfolgten am Geologischen und am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien und an der Geologischen Bundesanstalt, die radiumphysikalischen Messungen im Physikalischen Institut der Universität Innsbruck.

Granosyenitischer Gneis (Ch. Exner)

Quarz-Armut, Kalinatronfeldspat-Reichtum und das sonderbare Auftreten der färbigen Gemengteile (Biotit, Epidot, Titanit, Chlorit, Erz) in feinkörnigen, baufen- und faserförmigen Biotit-Epidot-Aggregaten, welche im einzelnen aus mehreren hundert Individuen bestehen, sind die makroskopischen Kennzeichen des granosyenitischen Gneises aus dem Gebiete zwischen Badgastein und Mallnitz. Es handelt sich um eine auffallende, auch geologisch-tektonisch recht deutlich abgegrenzte Varietät aus der Familie der granitischen Gneise und Gneisgranite der Hohen Tauern (Zentralgneise).

Vor 90 Jahren entdeckte G. Tschermak, daß manche Biotit-Epidot-Aggregate unseres Gesteines Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Zu Beginn dieses Jahrhunderts gab F. Becke dem Gestein den Namen:

„Syenitgneis“, weil sein Mineralbestand und Chemismus an Syenite erinnern. F. Becke erkannte die wohlabgegrenzte, deckenförmige Lagerung unseres Gesteines und sah in ihm ein magmatisches syenitisches Differentiationsprodukt des tauerngranitischen Magmas, welches in ältere Schiefer als Hornblendesyenit intrudiert und unmittelbar anschließend metamorphosiert wurde. F. Angel u. R. Staber (1937) fanden, daß sich der „Syenit“ von Badgastein—Mallnitz stellenweise als Mischprodukt zwischen älterem Amphibolit und jüngerer aplitischer Stoffzufuhr entwickelt; sie nannten unser Gestein Granosyenit und faßten es als ein magmatisches, teilweise migmatisches und halbpalingenes Intrusivgestein auf.

Auf Grund der Untersuchungen von A. Weber, G. Kirsch und E. Pohl stellt der Granosyenit von Badgastein (Radhausberg bei Böckstein, Mallnitz) das radioaktivste Gestein der Umgebung Badgasteins dar (abgesehen von sekundären Sinter- und Kluftbildungen des Gasteiner Thermalkluftsystems). Dieser physiko-chemische Befund stimmt insofern mit dem petrographischen Befund überein, als der granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit von Badgastein—Mallnitz ungewöhnlich reich an radioaktiven (pleochroitischen) Höfen um Einschlüßkörner von Orthit, farblosem Epidot, Titanit und Zirkon in Biotit, Hornblende und Chlorit ist.

Der „Syenitgneis“ F. Beckes verdient also wegen seiner Mischungen mit amphibolitischem Material und seiner verhältnismäßig hohen Gesteinsradioaktivität eine petrographische Detailbeschreibung, welche bisher fehlte. Den „Syenitgneis“ F. Beckes oder Granosyenit F. Angels nenne ich wegen seiner doch recht deutlichen Gneisnatur granosyenitischen Gneis (faserige Ausbildung) und Gneisgranosyenit (annähernd regellos körnige Ausbildung). Ich sammelte 200 Handstücke des granosyenitischen Gesteines, von denen 60 Dünnschliffe gefertigt wurden. Es ist geplant, die feldgeologische Aufnahme im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes Hofgastein der geologischen Landesaufnahme fortzuführen. Im Zuge der geplanten Weiterarbeit will ich auch gefügliche petrographische Untersuchungen am granosyenitischen Gestein zwischen Badgastein und Mallnitz vornehmen.

Die vorliegende Beschreibung sei dem Andenken an den in der Vollkraft seines wissenschaftlichen und bergsteigerischen Schaffens verstorbenen Dr. Rudolf Staber aus Spittal an der Drau gewidmet, einem der hegabtesten und tüchtigsten Schüler von Herrn Professor Dr. F. Angel. Stabers unveröffentlicht gebliebene Dissertationsarbeit über „Die hellen Intrusivgesteine und Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe“ (Graz, 1936) sind die vier Schliffauszählungen Nr. 13—16 der Abb. 3 in vorliegender Arbeit sowie einige, stets mit dem Namen R. Stabers gekennzeichnete Daten bezüglich des Mineralbestandes des granosyenitischen Gneises entnommen. Zur Ergänzung meiner Dünnschliffsammlung überließen mir die Herren Vorstände der mineralogischen und petrographischen Universitätsinstitute in Graz und Wien die dort aufbewahrten Dünnschliffe des granosyenitischen Gesteines von Badgastein—Mallnitz zur Durchsicht, wofür auch an dieser Stelle ergebenst gedankt sei. Es handelt sich um 15 Schliffe (Angel-Staber), 8 Schliffe (Köhler) und etwa 10 Schliffe aus dem Mineralogischen Institut der Universität Wien. Die Österreichische Akademie der Wissenschaften subventionierte die geologischen Feldbegehungen in den Sommern 1946, 1947, und als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt

besuchte ich das Gebiet im Jahre 1949. Besonderen Dank schulde ich Herrn Professor Dr. A. Köhler für petrographische Unterweisungen an Feldspäten und seine Führung zu den granitisierten Amphiboliten der südlichen Böhmisches Masse im Donautal, stromaufwärts von Linz.

Erforschungsgeschichte

G. Tschermak (1862 und 1864) machte die erste bedeutende Entdeckung an unserem Gestein, das ihm in Form einiger Handstücke mit dem Fundort Radhausberg „in der Sammlung von Felsarten, welche das k. k. Hof-Mineralien-Cabinet bewahrt“, anlässlich seiner Pseudomorphose-Studien auffiel. Er erkannte, daß feinkörnige Biotit-Epidot-Aggregate, aus mehreren hundert Einzelindividuen bestehend, die Umrißformen von Hornblende zeigen. Deshalb sprach er diese Gebilde als Pseudomorphosen nach Hornblende an. Er beschrieb und bildete in Skizzen die auffallend regelmäßigen, annähernd rechteckig im Längsschnitt begrenzten Säulchen und die markanten rhombenförmig umgrenzten Querschnittsformen dieser Biotit-Epidothäufchen ab. Mit einer Nadel kratzte er das feinkörnige Biotit-Epidotgemenge aus dem Gestein heraus und erhielt durch Ausguß der an Stelle der Häufchen entstandenen Hohlformen die Formen der ursprünglichen Hornblende.

Aus Proben, welche F. Berwerth sammelte, wurden in den Jahren 1893 und 1897 zwei chemische Gesteinsanalysen angefertigt (Becke 1912). F. Becke führte im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts eine geologische Aufnahme unserer Gesteinszone zwischen Badgastein und Mallnitz durch (Becke 1906) und erkannte, daß unser Gestein infolge der Hornblendepseudomorphosen, Quarzarmut und Reichtum an Kalifeldspat eine petrographisch ganz spezielle, aber auch tektonisch wohl abzugrenzende Ausbildungsart des Tauernzentralgneises darstellt. Auf Grund der beiden Gesteinsanalysen und des Mineralbestandes bezeichnete er das Gestein zunächst als Syenitgneis, später als Syenitgranitgneis (Becke 1922), wobei ihm in genetischer Hinsicht die Vorstellung magmatischer Differentiation mit unmittelbar zeitlich daran anschließender Metamorphose während der Alpenfaltung am wahrscheinlichsten erschien. F. Becke fand, daß das syenitische Gestein in Form einer flach westlich einfallenden Serie auf Glimmerschiefern („Woigstenzunge“ zwischen Bockstein und Mallnitz) auflagert und im W und hoch oben am Radhausberg von granitischem Gneis überdacht wird. Glimmerschiefer im Liegenden und die syenitische Gesteinsserie sowie der wiederum granitische Gneis im Hangenden sind gewölbeförmig am Tauernhauptkamm aufgebogen und fallen konform, durchschnittlich mit 30° Neigung gegen W ein.

M. Stark (1912) erkannte dann die steile Falte bei Mallnitz und L. Kober (1920) sprach die Gneiszone im Hangenden der Glimmerschiefer als alpidische, mechanisch von S nach N aufgeschobene Gneisdecke an („Hochalmdecke“ im Hangenden der „Ankogeldecke“, dazwischen das trennende Glimmerschieferband unter dem syenitischen Gneis, nämlich die „Woigstenmulde“ = Woiskenmulde, welche sich bei Mallnitz mit den Glimmerschiefern der Seebachmulde verbindet). L. Kober erkannte das wie aus einem Guß geprägte alptektonische Deformationsbild und die regional gesetzmäßige Lagerung der Gneisdecken und Gneislamellen, welche sowohl hier wie auch im O und N über dem „Ankogelfenster“ schweben, vom Gneisgranit der „Ankogeldecke“ stets durch Glimmerschiefer geschieden. Die Glimmerschiefer der Woiskenmulde sind kalkarm. Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Kalkglimmerschiefer fehlen hier vollständig und treten erst in der tektonischen Fortsetzung unserer Glimmerschieferzone im N (Kötschachtal) und im SO (östlich über Mallnitz) auf. Im O und N des Ankogelfensters jedoch beteiligen sich die als mesozoisch anzusprechenden (Äquivalente der Bündner Schiefer) Kalkglimmerschiefer, Kalk- und Dolomitmarmore in erheblichen Mengen und mächtige Serien bildend („Liesermulde“ = Silbereckmulde) an der Grenzziehung zwischen Ankogelfenster und den höheren Gneisdecken und Gneislamellen.

A. Köhler (1923) gab eine eingehende petrographische Beschreibung mit chemischer Analyse der floititischen Einlagerung im granosyenitischen Gneis („Syenitgneis“) am Kesselfall im Naßfelder Achenal.

A. Winkler-Hermaden (1923 und 1926) untersuchte die Kontaktverhältnisse zwischen dem „Syenitgneis“ und dem unterlagernden Glimmerschiefer und beobachtete im Naßfelder Achenal das Fehlen des bei mechanischem Deckenschub zu erwartenden Grenzmylonits postkristalliner Prägung. Ja, er beschrieb und legte zeichnerisch fest,

daß die unterlagernden Glimmerschiefer (Woiskennulde) diffus nach Art einer „Intrusion“ vom syenitischen Gestein aufgezehrt werden.

A. Kieslinger (1936, 1937 und 1938) klärte unter anderem die nachorogene, also germanotype oder kratonische Tektonik der Erzgänge, Klüfte und Zerrüftungszonen („Fäulen“), die verhältnismäßig unabhängig vom orogenen Lagerbau das Gebirge steil durchkreuzen.

F. Angel und R. Staber (1937) wurden anlässlich ihrer geologischen Kartierung und petrographischen Durchforschung der Hochalm-Ankogelgruppe (geologische Karte 1:50.000 des Hochalm-Ankogel-Gebietes, Verlag: Gebr. Borntraeger, Berlin 1942, derzeit vergriffen) auf die migmatische Natur größerer Teilbereiche des granosyenitischen Gneises aufmerksam. Typisch und im granosyenitischen Gneiskomplex sehr häufig ist das Erscheinungsbild der Fig. 32 auf S. 165 ihrer Publikation (L 2)¹⁾. Dunkle, teilweise eckig begrenzte, amphibolitische Schollen sind der Einwirkung aplitisch-pegmatoider Substanzen ausgesetzt. Die dunklen Schollen zeigen Resorptionsformen und gehen diffus in das gewöhnliche granosyenitische Gestein über. Die genetische Formel: „Halb-palinger Granosyenit = Amphibolit + pegmatoide Massen“ haben die Autoren an Stelle weitschweifiger Dokumentierungen unter das Bild geschrieben. Wir finden in dieser Arbeit von F. Angel und R. Staber unser Gestein sowohl bei den „typischen Magmatiten aus dem Intrusivkörper der Hochalm-Ankogel-Masse“ als auch bei den „migmatischen“ und „halbpalinger Intrusiva“ behandelt. Sie wählten die Bezeichnung: Granosyenit nach Niggli's Magmen-systematik und erkannten aber gleichzeitig die Mischgesteinsnatur, wobei Amphibolite „auf injektivem Weg oder durch atomare und molekulare Stoffwanderung eine magmatische Stoffzufuhr erlitten“.

In regionaltektonischer Hinsicht wiesen F. Angel und R. Staber darauf hin, daß derartige migmatische und halbpalinger „Intrusiva“ in der Hochalm-Ankogel-Gruppe häufig dort angetroffen werden, „wo man nach der allgemeinen Situation mit dem Auftreten von Amphiboliten rechnen müßte“. An Stelle der im geologischen Kartenbild auf Grund der streichenden Fortsetzungen (basische Randgneise und Amphibolite: mantelförmige Hülle der Gneisgranite im Katschberggebiet, Reißeckgruppe, Maresen, Ankogel) zu erwartenden Amphibolite finden sich die migmatischen „Tonalite“ (besonders deutlich z. B. im Kölnbreinkar aus granitisierten Schiefen hervorgehend) und „Granosyenite“. Besonders fehlen im Gebiete um Badgastein—Mallnitz—Naßfeld, also im W der großen Gneisgranitmassen des Hochalm-Ankogel-Raumes, die umhüllenden Amphibolite. An ihre Stelle tritt nach F. Angel und R. Staber unsere granosyenitische Gneiszone mit den zahlreichen, mehr oder minder im Ichor resorbierten amphibolitischen Fischen. „Diese Möglichkeiten würden auch manche Erscheinungen und Erfahrungen aus der Gesteinsuntersuchung verständlich machen. Dazu gehören vor allem die Schwankungen im chemischen Verhalten innerhalb eines Gesteinstypus und als Folgeerscheinungen die Schwierigkeiten bei Vergleichen mit dem Niggli'schen System“ (F. Angel und R. Staber).

A. Weber (1936) und G. Kirsch (1939) entdeckten auf Grund chemisch-physikalischer Untersuchungen, daß der granosyenitische Gneis bzw. Gneisgranosyenit bedeutend radioaktiver ist als die anderen Gesteine der Umgebung von Badgastein. Den klassischen Untersuchungen von H. Mache und M. Bamberger (1914) lagen ja keine Proben des granosyenitischen Gneises zugrunde, da dieser im Tauerntunnel nicht aufgeschlossen ist. Und so ist es verständlich, daß der um die Wechselbeziehungen zwischen Geologie und Radioaktivität hochverdiente Forscher Professor Dr. G. Kirsch sich besonders für unser Gestein interessierte. Er führte mehrere Jahre hindurch immer wieder Begehungen im Gebiete des granosyenitischen Gneises zwischen Badgastein und Mallnitz aus und sammelte mit seinen Mitarbeitern Proben für die physikalische Untersuchung, welche durch die Kriegsereignisse jäh unterbrochen wurde.

Eine geologische Hypothese allerdings, welche der Physiker G. Kirsch ausgesprochen hat (L. 34, S. 11 des Sonderabdruckes) und die erst in jüngster Zeit wieder mehrfach in der wissenschaftlichen Gasteiner Literatur aufscheint, ist auf Grund der geologischen Erfahrungen in den Hohen Tauern abzulehnen. G. Kirsch meint, daß hochradioaktiver Syenit als Spaltenintrusion mit dem radioaktiven Gasteiner Thermalwasser in engstem genetischem Zusammenhang stehe. Ein Empordringen des Syenits auf einer Spalte des Gasteiner Thermalluftsystems als „Spaltenintrusion“ ist jedoch mit unseren heutigen geologischen Erfahrungen unvereinbar. Die Prägung der flach westlich geneigten, auf Glimmerschiefern (Woiskennulde) schwimmenden granosyenitischen Gneisdecke

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis S. 54.

(Romatedecke), innerhalb der unser „Syenit“ bei Badgastein einzig und allein vorkommt, ist ein echt orogener Akt, der unter beträchtlicher Gesteinslast und differentieller Gesteinsdurchbewegung erfolgte. Das System der Gasteiner Thermalklüfte hingegen ist eine viel jüngere Prägung (kratonische Reißklüfte), welche die flach schwebende granosyenitische Gneisdecke steil diskordant durchschneidet (Abb. 5).

Auf seinen Begehungen fand Prof. G. Kirsch den im nachfolgenden vom Verfasser als Gneisgranodiorit beschriebenen basischen Fisch im granosyenitischen Gneis des Keuchenkars (S. 12). Dieser Fund ist deshalb wichtig, weil damit G. Kirsch das seit Jahrzehnten gesuchte Gestein fand, welches in tadelloser Erhaltung die Hornblenden in genau derselben Umrißform und Größe beinhaltet wie sie als ursprüngliche Hornblende der Biotit-Epidot-Pseudomorphosen im granosyenitischen Gneis schon von G. Tschermak, F. Becke und F. Angel theoretisch vorausgesagt wurden. Herr Prof. Dr. G. Kirsch führte mich im Sommer 1947 dankenswerterweise zur betreffenden Lokalität des anstehenden Gesteines.

Herr Kustos Dr. A. Schiener tätigte Aufsammlungen an den seinerzeit frischen Straßenaufschlüssen des Naßfelder Achentales während des Baues bzw. Verbreiterung und Verlegung der Straße und hat es sich vorbehalten, vor allem über die Petrographie der floititischen Einlagerungen zu berichten.

Deshalb wird das gesamte Erscheinungsbild und Problem der „floititischen“ Einlagerungen im granosyenitischen Gneis — es handelt sich hier durchwegs nur um konkordante Einlagerungen — in der vorliegenden Arbeit nicht aufgerollt. Das fällt insofern nicht so sehr ins Gewicht, da der „Floitit“ vom Kesselfall bereits von Herrn Professor Dr. A. Köhler (1923) sehr genau petrographisch und chemisch beschrieben wurde. Die Entstehungsfrage der „Floitite“, vor allem der diskordanten Gänge in den Zillertaler Alpen (E. Christa L. 7, Großer Möseler, Turnerkamp; die Floitite von P. 2970 zwischen Hornkopf und Hornspitzen sind konkordante Schlieren!) ist übrigens ein heikler Punkt für die metasomatische Granitisationstheorie der Tauernzentralgneise. Naturgemäß ziehen basische Spätmobilisate (diskordante Kersantitgänge) zugleich die Frage nach der Existenz einer „basischen Front“ und der Berechtigung einer Theorie der basischen Front in den Hohen Tauern nach sich. Eine solche wiederum würde drohen, daß das amphiholitische Dach, welches von der jüngeren Alkalimetasomatose (Granitisation) teilweise aufgezehrt wird, nur als eine metasomatische Vorläuferwelle basischer Natur im Rahmen der metasomatischen Stoffwanderung bei der Orogenese aufgefaßt wird. Es würde dann am Ende überhaupt kein beobachtbares Gesteinsrelikt des alten, vormetasomatischen Grundgebirges übrigbleiben. Zukünftige Forschung wird sich mit diesem Fragenkreis auseinandersetzen haben. Vorläufig gibt es noch genug mit der Beobachtung der Alkalimetasomatose (Granitisation) zu tun. Neuuntersuchungen der basischen Gänge im Tauernzentralgneis wurden in den östlichen und westlichen Tauern vom Verfasser bereits in Angriff genommen. Zahlreiche Anregungen bezüglich Granitisationserscheinungen in den Hohen Tauern verdanke ich den Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. H. Leitmeier.

Alte Anschauungen (F. Becke) und neue Anschauungen (F. Angel) wurden lebhaft vor den prächtigen Aufschlüssen des Naßfelder Achentales zwischen Kessel- und Bärenfall auf einer von Herrn Prof. Dr. A. Marchet 1939 geführten Exkursion diskutiert. Damals sah ich, daß der granosyenitische Gneis wegen seiner reichhaltigen Grohmengungen und Vielheit an dunklen Gemengteilen besonders dazu geeignet ist, an die Fragen heranzukommen, welche bei meiner feldgeologischen Aufnahme am Tauernostende bezüglich der Genese der Tauernzentralgneise als schwer zu lösende petrologische Rätsel aufgetaucht waren.

Feldgeologische Hinweise

Der granosyenitische Gneis baut eine 15 km lange und maximal 400 m mächtige Gesteinsdecke zwischen Badgastein und Mallnitz auf, die wir Romatedecke nennen (Romatespitze, 2695 m). Diese zur Gänze aus granosyenitischem Gneis und seinen basischen Fischen, konkordanten und diskordanten Apliten bestehende Romatedecke ist dem großzügigen alpidischen Bewegungsplan der Gesamtregion um Badgastein und Mallnitz konform eingeregelt (Abb. 1). Nur die allerjüngsten kratonischen Kluff- und Zerrüttlernzonen schneiden steil diskordant durch die alpidischen Schieferungsflächen durch (taube und erzführende Gänge, Gasteiner Thermal-kluffsystem, Fäulen).

Die Romatedecke stellt eine schwebende Gneisdecke auf der Unterlage von Glimmerschiefern, Quarziten, Phylliten, Migmatitgneisen, Albitgneisen und Schachbrettalbitgneisen dar, welche als Woiskenmulde bezeichnet werden. Die Woiskenmulde bildet den sedimentogenen Mantel des granitischen Gneisdomes des Hölltor-Rotgüldenkernes („Ankogelmassiv“). Über dem granosyenitischen Gneis folgt mit diffusen Übergängen — nur im S des Gebietes durch Glimmerschiefer geschieden — granitischer, stark hybrider Schachbrettalbitaugengneis (Siglitzgneis). Geologische Übersichtskarte und Querprofile mit feldgeologischen Erläuterungen sind der Arbeit des Verfassers über „Die geologische Position des Radhausberg-Unterbanstollens bei Badgastein“ (1950) und tektonische Beobachtungen mit Achsenplan (lineares Parallelgefüge, Faltenachsen) dem Aufsatz über die „Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes“ (1949) zu entnehmen.

Bezüglich der Faltenachsen erweist sich das Profil Abb. 1 als Längsprofil (bc-Schnitt nach Sanders tektonischem Koordinatensystem), obwohl es in nordsüdlicher Richtung, also quer zum Alpenstreichen des Gebirgskörper durchschneidet. Wir befinden uns in einer alpinen Querfalte, ähnlich wie die Querfalte der Seidlwinkeldecke im Gebiete des Hochtörl-Fusohertörlabschnittes der Glocknerstraße (H. P. Cornelius und E. Clar) oder der Maggia-Querfalte im Tessin (H. Preiswerk, E. Wenk). Offensichtlich steht die Querfaltung im Gebiete Romatedecke—Nafeld mit dem westlichen Eintauchen des großen Hölltor-Rotgülden-Gneisdomes in ursächlichem Zusammenhang. Die höheren tektonischen Einheiten, vor allem die gewaltige Gneis-Stirnfront des Sonnblickgneiskernes, drängten von SW (nach NO vorwärts und stauten die zwischenliegenden Gesteinsserien Mallnitzer Mulde, Siglitzgneis und Romatedecke) mit nordsüdreichenden Faltenachsen gegen das Hindernis des östlich breit ansteigenden Hölltor-Rotgülden-Gneisdomes auf. Sowohl die Mallnitzer Mulde wie auch die Siglitzgneisdecke und Romatedecke zeigen halbmondförmige Umrißgestalt mit konvexem W-Rand. Wie Zwiebelschalen sind sie dem Hölltor-Rotgülden-Gneisdom aufgelagert und keilen im Meridian Badgastein—Mallnitz sowohl im N als auch im S rasch aus oder werden auf geringmächtige Gneislamellen reduziert (Winklerpalfen bei Mallnitz, Kötschachtal-Nordhang bei Badgastein).

Einige Worte zur gezeichneten Wurzellosigkeit der Romatedecke im NS-Profil Abb. 1! Aus den Aufschlüssen, welche uns das heute durch die natürliche Erosion und den Bergbau erschlossene Gebirge zeigt, ist nicht

ersichtlich, ob die Wurzel der Romatedecke im W liegt oder ob sie im Sinne L. Kober's aus dem S herangezogen wurde („Hochalmdecke“) und durch sekundäre Einbeziehung in die Querfaltung ihre heutige nordsüd-axiale Faltenprägung erhielt. In Anbetracht der Gneisdeckentektonik der östlichen Hohen Tauern (z. B. Mureckdecke im Hangenden der Silbereckmulde) scheint diese letztgenannte Möglichkeit am wahrscheinlichsten. Auch ist zu berücksichtigen, daß gerade das entsprechende tektonische Äquivalent, nämlich die Mureckdecke im O, mächtige Amphibolite und Hornblendegneise besitzt, die um das ganze Tauern-SO-Ende herum längs des Mölltales in die Gegend von Mallnitz streichen, und daß gerade Amphibolite das Ursprungsmaterial für die Bildung des granosyenitischen Gneises der Romatedecke darstellen. Insofern besitzt die geniale tektonische Konzeption von L. Kober der Gliederung in „Ankogel“- und „Hochalmdecke“ auch im Lichte der neueren Detailforschung eine nicht zu verkennende Berechtigung, wenn man in ganz großen Zügen eine einfache und natürlich erscheinende regionaltektonische Erklärung sucht und die ursprüngliche Synthese entsprechend den neueren geologischen Aufnahmen modifiziert (L. 15).

Der granosyenitische Gneis der Romatedecke ist ungemein reich an basischen Fischen und deren Grobmengungsprodukten, was nur ganz schematisch in Abb. 1 angedeutet ist. Die albitepidotamphibolitischen Einlagerungen besitzen Größenordnungen von einigen 100 m bis zu wenigen Zentimetern. Schollen-, bänderförmige und diffuse Übergänge in das granosyenitische Gestein sind reichlich vorhanden. Besonders auffallend ist, daß auch die kleinen Biotit-Epidot-Aggregate, welche das fleckige Aussehen des granosyenitischen Gesteins bedingen, häufig unmittelbar mit größeren Biotit-Epidot-Hornblende-Linsen und -Schollen bis zu den großen basischen Fischen im Zusammenhang stehen. Besichtigt man die gar nicht seltenen Migmatitzonen — besonders eindrucksvoll und leicht zugänglich am Alpenvereinsweg der Romatespitze-O-Flanke; dann am Mallnitzriegel oder an den Lawinengalerien der Naßfelder Straße neben dem Bärenfall —, so kann man sich schon feldgeologisch eine recht deutliche Vorstellung von der Genese des Gesteines machen. Man sieht, daß das amphibolitische Material älter ist (Paläosom) und von jüngeren aplitischen Substanzen

Fig. 1. Grobmengung zwischen basischem Fisch (Albitepidotamphibolit, dunkle Linse rechts) und aplitischem Gneis (links). Den Reaktionsgürtel um den basischen Fisch bildet granosyenitischer Gneis (schwarz-weiß geflecktes Gestein) mit den typischen Biotit-Epidothäufchen. Romatespitze O-Flanke, am Alpenvereinsweg. Maßstab mit Millimeter-Teilung.

Fig. 2. Aus der Grenzzone zwischen Epidosit und aplitischem Gneis. Romatespitze-N-Wand. Fahnen- und fetzenförmige Epidotkorn-Einschlüsse in Albitporphyroblasten. Siehe die zeichnerische Wiedergabe derselben Dünnschliffstelle in Abb. 4, S. 19. Vergrößerung 12fach. +Nicola.

Fig. 3. Biotit-Epidotpseudomorphose nach Hornblende. Aus Gneisgranosyenit, Radhausberg: Sigismundstollen, Meter 216. Vergrößerung 10fach. Einfach polarisiertes Licht. Die ursprüngliche blaugrüne Hornblende ist reliktsch noch vorhanden und baut den linken Randsaum der Säule auf. Neugewachsen auf Kosten der alten Hornblende sind: Biotit (radioaktive Höfe um Einschlusskörperchen von Orthit, Epidot, Titanit und Zirkon), Epidot, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Apsit und Magnetit. Korrosionserscheinungen am rechten Rand.

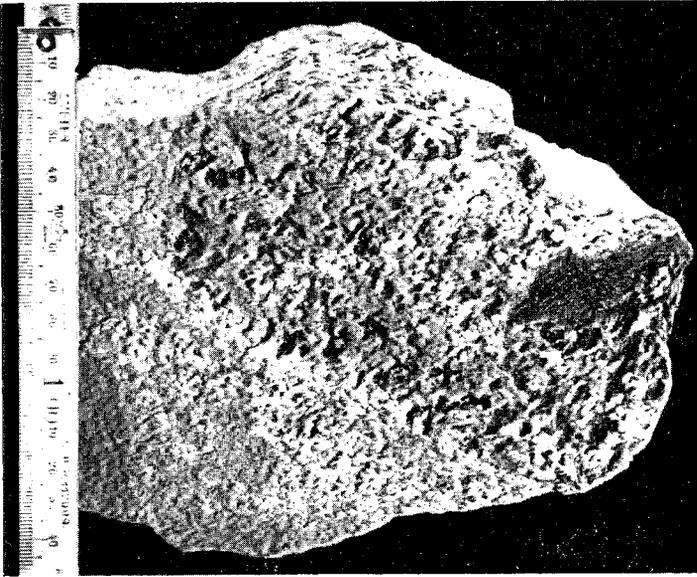


Fig. 1



Fig. 2

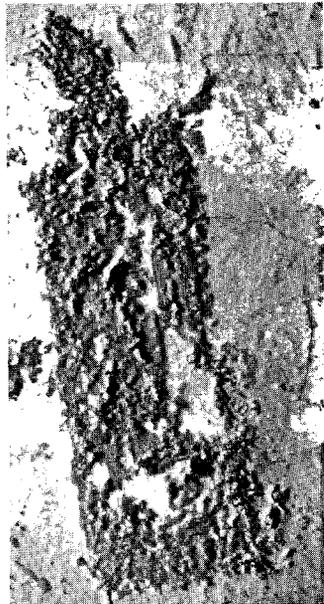


Fig. 3

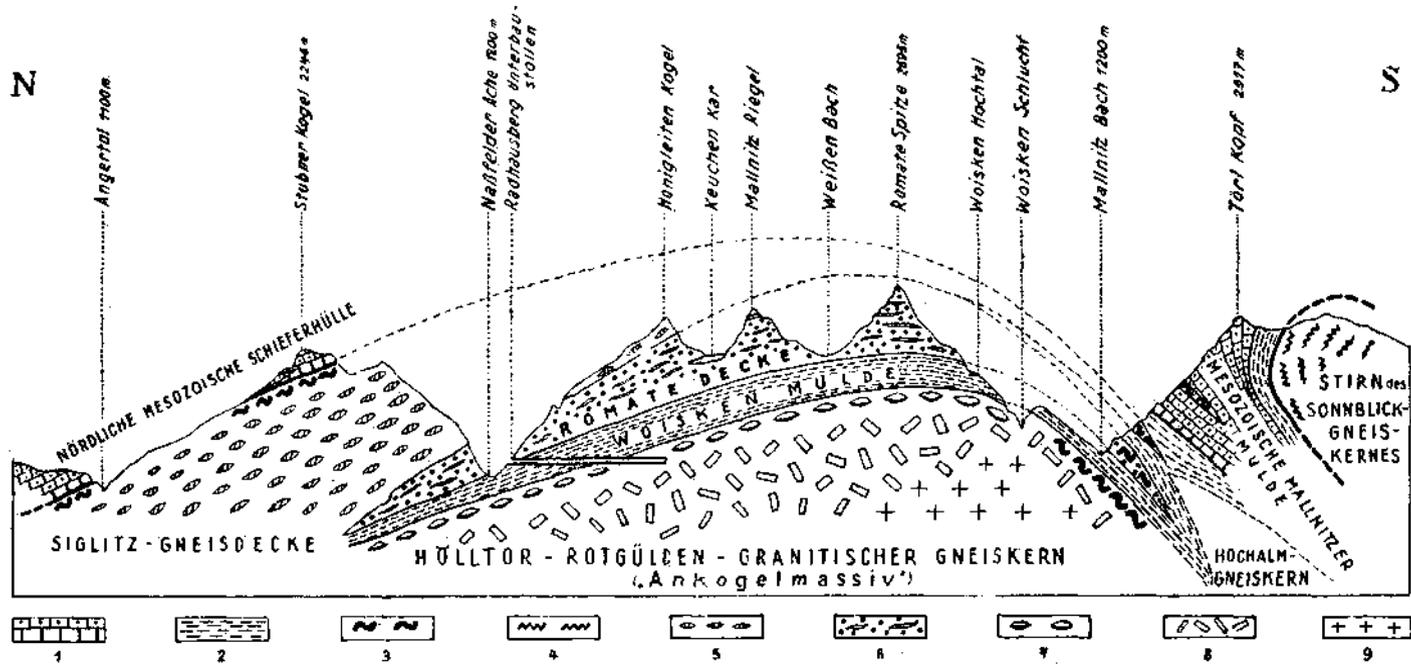


Abb. 1. Profil durch den Hauptkamm der Hohen Tauern im Gebiete westlich des Tauertunnels zwischen Badgastein und Mallnitz. Zweifache Überhöhung.

1 = Mesozoische (periphere) Schieferhülle: Quarzite, Rauhwacken, Dolomite, Kalkmarmore, dunkle kalkarme Phyllite, Kalkphyllite, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer usw. 2 = Zentrale Schieferhülle (Alter fraglich, teilweise wahrscheinlich paläozoisch, teilweise dürfte auch granitisierte mesozoische Schieferhülle enthalten sein): Quarzite, Graphitquarzite, Graphitphyllite, Glimmerschiefer, Paragneise, Albitgneise, Schachbrettalbitaugengneise, aplitisch geäderte Glimmerschiefer usw.
 Zentralgneise mit postkristallin deformierten Kalinatronfeldspaten:
 3 = Phyllonitisierter Gneis (meist kräftig verquarzt; Großfeldspate sind zu dünnen Scheiben ausgewalzt). 4 = Walzengneis (R-Tektonit, Stangelgneis, zerrissene Kalinatronfeldspat-Großindividuen).
 Zentralgneise mit prä- bis parakristallin oder nicht deformierten Kalinatronfeldspaten:
 5 = Granitischer hybrider Gneis mit Kristallaugen von Albit und Schachbrettalbit. Zahlreiche Glimmerschiefereinlagerungen und aplitische Grobmengungen. 6 = Granosyenitischer Gneis mit Kalinatronfeldspatitisation des Albits, Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende; zahlreiche basische Fische mit aplitischen Grobmengungen. 7 = Riesenaugengneis mit zahlreichen und großen Kristallaugen von Kaliatronfeldspat. Ebenflächig-parallel angeordnet. 8 = Flasriger porphyrischer granitischer Gneis mit häufig automorphen und weniger streng parallel angeordneten Kalinatronfeldspat-Großindividuen. 9 = Flasriger bis makroskopisch regellos körniger Gneisgranit mit feinerem Korn und teilweise idiomorphem Biotit.

(Neosom) teilweise durchkreuzt, teilweise diffus aufgezehrt wird. Man findet häufig Stellen, wo eindeutig zu erkennen ist, daß das gewöhnliche granosyenitische Gestein nichts anderes als ein Reaktionsprodukt zwischen dem amphibolitiseben Paläosom und dem aplitischen Neosom darstellt (Fig. 1, Tafel 14). Natürlich gibt es auch Grobmengungen anderer Art: geaugte Amphibolite, geaugte Biotitschiefer, netzförmig aplitiseb durchtränkte Amphibolite, bänderförmige und schollenförmige Migmatite. Aber diffuse Übergänge sind weitaus am häufigsten. Oft kann nicht klar entschieden werden, ob in hybridem, faserigem, granosyenitischem Gneis die betreffenden haufen- und faserförmigen Biotit-Epidothäufchen bloß Reste des Paläosoms darstellen (unregelmäßige, schollenförmige Umrißgestalten und kontinuierliche Übergänge zu amphibolitischen Fischen), oder ob wir es mit Pseudomorphosen nach großen Hornblenden zu tun haben. Eindeutige Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende finden sich besonders in den weniger hybriden, mehr homogen zusammengesetzten Partien des granosyenitischen Gneises, welche ich als Gneisgranosyenit bezeichne, sofern sie annähernd makroskopisch regellos körnig sind.

Die lokalen feldgeologischen Aufnahmsdaten, wie Liegend- und Hangendgrenze der Romatedecke usw., behandelt der „Bericht über lagerstättenkundliche Untersuchungen im Golderzgebiet bei Badgastein“ (L. 21).

Gesteinsbeschreibung

1. Basische Fische

Feinkörniger Albitepidotamphibolit mit Biotitporphyroblasten. 1 m mächtiger basischer Fisch, konkordant in granosyenitischem Gneis eingelagert; Romatespitze-S-Flanke, am Alpenvereinsweg. Makroskopisch: Ebenflächiges Parallelgefüge. Große Biotitindividuen. [5¹) mm] sprossen in feinkörnigem (0.5 mm), grünlichgrauem Hornblende-Epidot-Albit-Quarzgewebe.

Radioaktive Höfe fehlen.

Biotit (γ = dunkelbraun, α = hellgelb) ist reich an Einschlüssen von Epidot, Titanit, Hornblende, Apatit und selten Zirkon. Die blaugrüne Hornblende (γ = blaugrün, α = hellgelb bis farblos; $z/\gamma = 18^\circ$ im Schnitt \parallel A. E.) zeigt lappige Korrosionsformen. Sie wird von Biotit und Epidot verdrängt, die als Großkörner im feinkörnigen Hornblendegewebe wuchern und häufig Hornblende als Einschlüsse führen. Trübung der Hornblende durch Ausscheidung opaker Substanz. Albit (0.7 mm; Plag. I und Plag. II) ist sehr häufig inverszonal und reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile. Sämtliche Gemengteile zeigen keine rupturalen nachkristallinen Deformationen. Auch Quarz (0.4 mm) löscht meist spiegelklar aus. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abb. 3, Probe Nr. 1.

Geaugter biotitreicher Epidotamphibolit mit Kristallaugen von Mikroklin und Albit. In unmittelbarem geologischem Verbände mit aplitisch-pegmatoiden Amphibolitgrobmengungen, welche diffus zum granosyenitischen Gestein überleiten. Romatespitze-O-Flanke, Steilwand über dem Alpenvereinsweg. Makroskopisch: Feldspat-Quarz-Adern und Feldspatangen (15 mm) durchziehen parallel das grünlichschwarze Hornblende-Biotit-Epidotgewebe (3 mm). Deutliche Striemung am Hauptbruch

¹) Ganz allgemein beziehen sich die mitgeteilten Korndurchmesser in der vorliegenden Arbeit auf die beobachteten Maximalwerte.

(Elongation der Biotitblättchen und Hornblendesäulchen). Der Querbruch zeigt markante „Inselstrukturen“ der Feldspatkristallaugen. Im Längsbruch sind linsige Fortsetzungen der Feldspataugen zu dünnen Quarz-Feldspatäderchen zu sehen. Automorphe Kristallaugen des Mikroklin zeigen makroskopisch deutliche zonare Einschlußringe (Wachstumsanlagerungen) von Biotit. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abb. 3, Probe Nr. 2.

Sehr zahlreiche radioaktive Höfe um Orthit- und Titaniteinschlüsse in Biotit.

Kalnatronfeldspat (perthitarm bis perthitfreier Mikroklin, schwache Gitterung erkennbar, wogende Auslöschung) bildet einschlußreiche Porphyroblasten. Zu unterscheiden sind: Einerseits große automorphe Kristallaugen (15 mm), in denen die Einschlußminerale — den Flächen des wachsenden Großkristalls entsprechend — ringförmig eingelagert sind. Andererseits xenomorphe, massenhaft im Mikroskop sichtbare, rundliche und eiförmige Mikrokline, die vollgepfropft sind mit Einschlüssen von Biotit (chloritisiert), Epidot, Hornblende, Titanit, Apatit und Orthit. Diese Einschlüsse in den xenomorphen Mikroklinkörnern zeigen keine Regelung (Korngefügeanalyse wurde allerdings noch nicht durchgeführt). Das Erscheinungsbild dieser Einschlüsse gleicht der „falschen Fülle“ (F. Angel) in den bekannten xenomorphen Albitporphyroblasten der Tauern. Es handelt sich aber mit Sicherheit um Mikroklin (sichtbare Mikroklingitterung, niedrigere Lichtbrechung als der benachbarte Albit, Achsenwinkel von drei Körnern beträgt: $2V\alpha = 58, 60$ und 80°). Anzeichen sekundärer Einwanderung der Einschlußminerale längs Rissen eines präexistierenden Mikroklin fehlen absolut. Die Kornrößen der in den xenomorphen Mikroklinporphyroblasten eingeschlossenen Minerale stehen denen des benachbarten Grundgewebes nicht nach. Besonders große Einschlußkörner in Mikroklin sind: Hornblende 0.84 mm, Epidot 0.59 mm, Titanit 0.5 mm und Biotit 0.48 mm. Die Mikroklinporphyroblasten greifen unregelmäßig lappenförmig in das nachbarliche Grundgewebe vor und lösen aus dessen Verbände Körner heraus, welche als Einschlußminerale in das betreffende amöbenförmige Mikroklinkorn eingebettet werden. Am Rande stehen Einschlußminerale mit dem nachbarlichen Grundgewebe in unmittelbarem Zusammenhang.

Albit (3% An) bildet einschlußreiche Porphyroblasten. Harmonisch verteilte Mikrolithenfülle findet sich in Plag. III. Die blaugrüne Hornblende und der Biotit gleichen dem vorgenannten Gestein. Auffallend ist der Reichtum an Titanit, Apatit und Orthit. Sämtliche Gemengteile zeigen keine nachkristallinen Deformationen. Auch Quarz löcht häufig spiegelklar aus.

Biotitreicher Epidotamphibolit mit Schachbrettalbit. Fundort sowie makro- und mikroskopisches Erscheinungsbild wie voriges Gestein. Es fehlt Mikroklin. An seiner Stelle ist reichlich Schachbrettalbit vorhanden. Der übrige Albit ist in größerer Menge als im vorgenannten Gestein anwesend.

Gneisgranodiorit. Als Mischgestein zwischen feinkörnigem Amphibolit und granosyenitischem Gneis am Mallnitriegel-NW-Kamm in einem 10—100 m breitem Streifen ausgebildet, der den Kamm 250 m vom Gipfel entfernt überschreitet und am südschauenden Hang an den aperen Felsplatten rings um den kleinen Gletscher der Karmulde über P. 2280 gut studiert werden kann. Aplitisch-pegmatoide Substanzen dringen netz- und lagenförmig in die feinkörnigen Albitepidotamphibolite ein. Vor allem aber verändern sich diese diffus und werden grobkörnig und bedeutend heller, so daß man das betreffende grobkörnige Hornblende-Albit-Quarz-Gestein als Gneisgranodiorit bezeichnen kann. Natürlich ist diese Nomenklatur genau so wie die der anderen granitischen Tauerngesteine im Lehrbuch von Rosenbusch-Osann nicht vertreten, weil es sich um Gesteine der

Albitepidotamphibolitfazies handelt, die nach den veralteten Anschauungen „kristalline Schiefer“ sein müßten, während sie tatsächlich mehr Ähnlichkeit mit plutonischen Gesteinen aufweisen. Zu der geradezu chaotischen Lage der petrographischen Nomenklatur und dem vom Verfasser beschrittenen Weg siehe L. 15, besonders S. 211 und 270.

Unter den nördlichen Steilwänden des Mallnitzriegels befindet sich im westlichen Höhkar (= „Hiörkar“ der älteren Karten), u. zw. in der „Keuchen“, der von G. Kirsch gefundene, 2 m mächtige und 6 m lange granodioritische Fisch im granosyenitischen Gneis. Die Lokalität befindet sich in etwa 2040 m Seehöhe, 200 m südlich P. 2099, dort, wo man im Anstieg vom Höhkar zum Kreuzkogel nahe den Nordabstürzen des Mallnitzriegels eine halsförmige schmale felsige Stelle im großen Schuttfächer durchschreitet. Auch hier ist die Mischnatur des granodioritischen Gesteines ganz deutlich. Es befinden sich nämlich rundliche bis elliptische, mehrere Zentimeter lange feinkörnige Fremdkörper im grobkörnigen granodioritischen Gestein. Diese Fremdkörper sind von sehr regelmäßigen, 1—2 mm dicken, feinkörnigen farblosen Albit-Quarz-Ringen allseits mantelförmig umrandet. Die Substanz der Fremdkörper entspricht den oben beschriebenen feinkörnigen Albitepidotamphiboliten; teilweise handelt es sich auch um feinkörnige Biotitgneise. Stellenweise ist aber das granodioritische Gestein dieses basischen Fisches im Keuchenkar ganz gleichmäßig, makroskopisch regellos körnig und frei von den genannten Fremdeinschlüssen. Ganz offensichtlich ist in der Natur zu sehen, daß wir es hier mit „Homogenisierung“ zu tun haben. Es ist schrittweise zu verfolgen, daß das unreine Gestein allmählich eine homogene grobkörnige und makroskopisch regellos körnige Struktur annimmt.

Es folgt die petrographische Kennzeichnung des homogenen, makroskopisch regellos körnigen Gneisgranodiorites im basischen Fisch des Keuchenkares:

Makroskopisch: 5—10 mm lange und 3—5 mm breite schwarze Hornblendesäulchen — auch rhombenförmige Basisschnitte häufig — sind scheinbar regellos körnig so angeordnet, daß für die farblosen Gemengteile nur die Zwickel zwischen den automorphen Hornblendesäulchen übrigbleiben. Selten erreichen größere Feldspatindividuen 10 mm Korngröße. Biotit tritt im allgemeinen wenig auf. Er siedelt in Form winziger Schüppchen auf der Hornblende und kann aber auch zu einem wichtigen Gesteinsgemengteil werden. Das biotitreichere Gestein nimmt gleichzeitig eine grünliche Schwarzfärbung (Epidotgehalt) an. Volumetrischer Mineralbestand siehe Abh. 3, Probe Nr. 3.

Mikroskopisch: Ungemein reich an radioaktiven Höfen. Sehr auffallend ist die starke Anreicherung radioaktiver Höfe im Biotit, der auf Kosten der Hornblende hauptsächlich in den äußeren Teilen und am Randsaum der Hornblende wächst, aber mitunter auch tief in den Hornblendekörper eindringt. Siehe Abh. 2. Selbst kleine Biotitindividuen von bloß 0.2—0.5 mm Länge besitzen bei normaler Dünnschliffdicke nicht selten zehn radioaktive Einschlußkörperchen mit den entsprechenden zehn selbständigen radioaktiven Höfen. Häufig liegen mehrere radioaktive Höfe so dicht nebeneinander, daß sie zusammenhängende größere Flecken bilden, die z. B. im Gebiete der Abh. 2 0.23 mm Ausdehnung erreichen.

Als Zentralkörner der radioaktiven Höfe sind Orthit und ein farbloses epidotähnliches Mineral (mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop nicht näher bestimmbar und im folgenden einfach als: Epidot bezeichnet) und seltener Titanit zu erkennen. Aktiver Orthit (0.028 mm, sechsseitige idiomorphe Umrisse und braune Eigenfarbe, mitunter mit farblosem Epidotsaum) und Epidot (0.076 mm, farblos, meist unregelmäßig begrenzt, geringere Licht- und Doppelbrechung als Titanit) treten in Gruppen zusammen mit meist inaktivem Titanit und dem sekundär auf Kosten der Hornblende gewachsenen Biotit auf. Weniger häufig finden sie sich im Hornblendekörper, wo sie nur als vereinzelte und niemals dicht oder haufen-

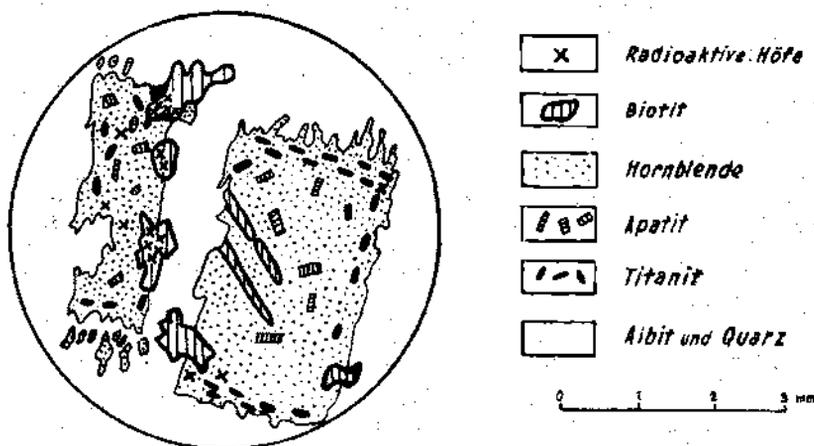


Abb. 2. Verdrängung der blaugrünen Hornblende durch Biotit und Titanit. Anfangsstadium der Pseudomorphosierung der Hornblende. Biotit und Titanit dringen randlich in den Hornblendekörper ein. Bemerkenswert ist der Reichtum des Biotits an radioaktiven Höfen. Aus: Gneisgranodiorit, Keuchenkar.

förmig aneinandergedrängte Körnchen vorkommen. Dabei ist zu erwähnen, daß sämtliche Hornblendens zumindest beginnende Biotitisierung aufweisen und biotitfreie Hornblendens nicht angetroffen wurden. Seltener sind Titanitkörner (0.134 mm) von pleochroitischen Säumen in Biotit umrandet.

Die durchschnittliche Breite (Mittelwert aus mehreren Messungen) der radioaktiven Säume um aktive Einschlußkörner im Biotit unseres Gesteines beträgt 0.012 mm und in der Hornblende 0.024 mm. Bei gewöhnlicher Dünnschliffdicke (Quarz: Grau I. Ordnung) sieht man häufig Orthit ohne oder mit nur äußerst schwachem pleochroitischem Saum in der Hornblende. Außergewöhnlich dicke Schiffe (Quarz: Rot I. Ordnung) zeigen jedoch, daß solche Orthitkörner sehr markante und intensive radioaktive Höfe in der Hornblende erzeugen. Die Reichweite der radioaktiven Strahlung ist also in der Hornblende unseres Gesteines etwa doppelt so groß als im Biotit. Die Intensität der pleochroitischen Verfärbung ist in der Hornblende geringer als im Biotit.

Der Vergleich von dickeren und dünneren (normalen) Dünnschliffen unseres Gesteines zeigt eindeutig, daß die oben erwähnte ungewöhnliche Anreicherung (Abb. 2) radioaktiver Höfe in den sekundär auf Kosten der

Hornblende gewachsenen Biotiten auf ungewöhnlich hohe Anreicherung radioaktiver Stoffe zurückzuführen ist und keinesfalls durch die verschiedenen Verfärbungsintensitäten in Biotit und Hornblende erklärbar ist.

Hornblende: 10 mm, automorphe Gesamtumrißform, jedoch korrodierte fransige Ränder (Abb. 2). Prismatische Längs- und rhombenförmige Basisschnitte. γ = blaugrün, α = hellgrün; $z/\gamma = 19^\circ$ (Schnitt // A. E.). Häufig Zwillinge. Zahlreiche Einlagerungen von Apatitsäulchen (0.42 mm) und von meist idiomorphen, rhombenförmigem Titanit (0.56 mm). Die Apatitkörner sind gleichmäßig und scheinbar regellos im Hornblendekörper verteilt; sie finden sich gleich häufig in den zentralen wie in den randlichen Partien der Hornblende. Die Titanitkörner hingegen bevorzugen die Randpartien der Hornblende und bilden auffallend geregelte Züge parallel den Prismen und Endflächen der Hornblende (Abb. 2). Ebenfalls hauptsächlich in den äußeren Partien der Hornblende siedelt der Biotit, der ungemein reich an radioaktiven Höfen ist (siehe oben). Biotit ist ganz offensichtlich jünger als Hornblende, weil er unregelmäßig lappig begrenzt von außen nach innen in den Hornblendekörper eingreift und häufig auch in sekundären Rissen der Hornblende siedelt (Abb. 2). Kleine idiomorphe, braun gefärbte Orthitkörner und farblose, meist xenomorphe Epidote sowie opaker Staub (Erzausscheidungen) sind im Hornblendekörper verteilt.

Die Zwischenräume zwischen den großen Hornblendeindividuen füllen Albit (3 mm) und Quarz (1.2 mm) aus. Albit besitzt 1—0% An. Er ist sowohl als automorpher, polysynthetisch reich verzwillingter und mit Hellglimmer- und Klinoisitmikrolithen harmonisch vollgestopfter Plag. III vorhanden, als auch reichlich in der Form der xenomorphen, wenig oder nicht verzwillingten, spärlich gefüllten, meist ganz füllungs-freien Typen Plag. II und Plag. I ausgebildet. Schwacher, normaler Zonarbau ist häufig vorhanden. Scharfe Grenzen zwischen den Ausbildungsformen des Albits bestehen nicht. Der Albit aller drei Ausbildungsformen, hauptsächlich aber Plag. III, besitzt dort, wo er an korrodierte Hornblende angrenzt, massenhaft Einschlüsse von Hornblende, Biotit, Titanit und Epidot. Fransen aus den in deutlicher Auflösung begriffenen Randzonen (Abb. 2) der großen Hornblenden werden von Albit eingeschlossen und oft werden ganze Protuberanzen des Hornblendesaumes von einem einheitlichen großen Albitindividuum umwachsen. Quarz (xenomorph, einschlußfrei) löscht spiegelklar bis schwach undulös aus. Magnetit ist nur in kleinen Mengen vorhanden. Schwache postkristalline Deformationen sind durch schwache Verbiegungen polysynthetischer Zwillinglamellen des Albits angedeutet.

Diffuse Übergangszone zwischen granodioritischem und granosyenitischem Gneis mit Schachbrettalbitisation. Der 0.5 m mächtigen diffusen Übergangszone an der Grenze des Gneisgranodiorit-Fisches im Keuchenkar zum umgebenden granosyenitischen Gneis wurden mehrere Gesteinsproben lokalisiert entnommen und mikroskopisch untersucht. Die Probe 4 der Abb. 3 entstammt einer zum Gneisgranodiorit hinzielenden Gesteinspartie dieser Grenzzone mit zahlreichen, von aplitischen Ringen umgebenen Fremdgesteinsschollen feinkörnigen Albitepidotamphibolits und Biotitgneises.

In den Dünnschliffen dieser Serie ist die Umwandlung der Großhornblende des Gneisgranodiorites in die Biotit-Epidot-Aggregate des granosyenitischen Gneises mit sämtlichen Zwischenstadien kontinuierlich zu verfolgen. Biotit, Epidot, Titanit, Magnetit und Eisenglanz breiten sich auf Kosten der älteren Hornblende aus und bauen Pseudomorphosen nach Hornblende auf.

Die blaugrüne (wie im Gneisgranodiorit) ursprüngliche Großhornblende wird so wie im Gneisgranodiorit, wo wir den Verdrängungsvorgang im Anfangsstadium beobachtet haben (Abb. 2), von Biotit ersetzt. Sie ist häufig nur noch in kleinen Resten zwischen den zahlreichen, auf ihre Kosten gewachsenen jüngeren Biotitindividuen vorhanden. Eisenglanz (Lamellen von 0.3 mm Länge) ist sehr häufig und in großer Menge mit Biotit parallel verwachsen. Auch Magnetit findet sich. Während in bezug auf Apatit kein

Probe Nr.	Petrographische Bezeichnung	Fundort	Nebengemengteile	Hauptgemengteile	100 Vol.-%
1	Feinkörniger Epidotamphibolit mit Biotitporphyroblasten	Romatespitze — S-Flanke	Z, A, T, M	Hornblende, Biotit, Epidot, Albit, Quarz	
2	Gaugler biotitreicher Epidotamphibolit mit Kristallaugen von Mikroklin und Albit	Romatespitze — O-Flanke	O, M, Ei, Hm, Ch	Albit, Kalinatronfeldspat, Knaf, Quarz	
3	Körniger Gnelsgnanodiorit	Keuchenkar	O, A, T, M, Ep, Hm	Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz	
4	Amphibolitischer Schollenmigmatit aus der Grenzzone zwischen Gnelsgnanodiorit und granosyenitischem Gneis	Keuchenkar	O, A, M, Ei, Hm, Ka	Biotit, Epidot, Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz	
5	Epidosit	Romatespitze — N-Wand	A, T, P, Bi, Ch	Epidot, Quarz, Kalzit	
6	Apflichtisch migmatisierter Epidosit aus der Grenzzone zwischen Epidosit und Aplit	Romatespitze — N-Wand	O, A, T, P, Bi, Ch	Albit, Kalinatronfeldspat, Knaf, Quarz	
7	Aplitgneis (Aplit in Gnelsgranosyenit)	Sigismundstollen Meter 132	Z, R, O, A, T, M, P, Ep, Ka, Ch	Kalinatronfeldspat (Knaf), Quarz	
8	Körniger Gnelsgranosyenit mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende	Sigismundstollen Meter 216	Z, O, Ho, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	Biotit, Epidot, Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz	
9	Körniger Gnelsgranosyenit	Kesselfall, Hangendes des Flötites	Z, O, Ho, A, T, M, Ei, Hm, Ch	"	
10	Flasriger granosyenitischer Gneis	Knappenbachgraben	O, Ho, A, T, P, Hm, Ch	"	
11	Flasriger granosyenitischer Gneis	Knappenbachgraben	O, Ho, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	"	
12	Flasriger quarzfreier Mischgneis	Naßfelder Straße, südliche Lawingalerie gegenüber Bärenfall	Z, O, A, M, Ep, Ka, Ch	Biotit, Albit, Kalinatronfeldspat	
13	Flasriger granosyenitischer Gneis	Naßfeldtal	Z, O, Ho, A, T, P, Ep, Hm, Ka	"	
14	Hybrider granosyenitischer Gneis	Ulshartl, westlich Romatespitze	Z, O, R, Ho, A, T, Ei, Hm, Ka	"	
15	Flasriger granosyenitischer Gneis	Villa Mojsisovics, Mallnitz	Z, O, A, T, M, P, Hm, Ka, Ch	"	
16	Hybrider Biotitgneis	Ebeneck	Z, O, R, Ho, A, T, M, Ei, Hm	Biotit, Epidot, Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz	

Abb. 3. Mineralbestand und volumetrische Verteilung im granosyenitischen Gneis einschließlich der Grobmengungszonen, basischen Fische und Aplit. Messung nach Rosival-Methode. Die Proben 13—16 wurden von R. Staber ausgemessen. Signaturen: A (senkrechte Striche) = Apatit. Ab (Punkte) = Albit. Bi (aufrechtes Gitter) = Biotit. Ch = Chlorit. Ei = Eisenglanz. Ep (stille Häkchen) = Epidot und Klinozoisit. Hm = Hellglimmer-Mikrolithen in Albit. Ho (flache Häkchen) = Hornblende. Ka (schräges Gitter) = Kalzit. Knaf (weiß) = Kalinatronfeldspat. M = Magnetit. O = Orthit. P = Pyrit. Q (Kreise) = Quarz. T (schräge Striche) = Titanit. Z = Zirkon.

merklicher Mengenzuwachs oder Korngrößenänderung gegenüber den Apatiten in der Hornblende des Gneisgranodiorites zu beobachten ist, nimmt die Menge und Korngröße von Epidot, Orthit und Titanit korrelat zum Zurückweichen der Hornblende sehr beträchtlich zu. Idiomorpher Orthit (mitunter Zonarstruktur) erreicht 0.67 mm Korngröße. Zonare Epidote mit Orthitkernen sind auch häufig. Epidot wird neben Biotit zum Hauptgemengteil der Hornblendepseudomorphosen und tritt automorph bis xenomorph, schwach gelblich gefärbt bis farblos (stellenweise Zwillinge) massenhaft, meist in haufenförmigen Anreicherungen in Erscheinung. Bezüglich des volumetrischen Anteils am Aufbau der Hornblendepseudomorphosen steht Titanit an dritter Stelle; er ist in den meisten Fällen idiomorph entwickelt (Zwillinge mitunter vorhanden), zeigt stets so wie in sämtlichen titanitführenden Gesteinen des Gasteiner Gebietes eine bräunliche Eigenfarbe und erreicht nicht selten Kornlängen von 0.5 mm. Zwischen radioaktiven und inaktiven Orthiten bzw. Titaniten gibt es außer der Korngröße und den radioaktiven Höfen keine prinzipiellen physiographischen Unterschiede.

Biotit und Resthornblende dieser Hornblendepseudomorphosen sind ungemein reich an radioaktiven Höfen um Einschlußkörper von Orthit, Epidot, etwas seltener Titanit und recht selten Zirkon. Die im Gneisgranodiorit gemachten Beobachtungen sind hier im wesentlichen dieselben. Jedoch ist die Anzahl der radioaktiven Höfe noch größer und belüftet sich in etwas dickeren Dünnschliffen (Quarz: Gelb I. Ordnung) auf 50—100 in einem Schliff (4 cm²). Die Einschlußkörper im Zentrum der radioaktiven Höfe besitzen hier recht allgemein größere Korngröße als im Gneisgranodiorit. Man kann hier weniger von Höfen als wie von Säumen um recht große radioaktive Körner sprechen. Dementsprechend sind die Körner mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop unschwer zu identifizieren und folgende, hier gewonnene zusätzliche Beobachtungen seien kurz skizziert:

Während die überwiegende Mehrheit der in Biotit und Hornblende eingelagerten Orthitkörner mit radioaktiven Säumen umgeben ist, findet sich auch Orthit (idiomorph, sechsseitige Umrisse, braune Eigenfarbe, Andeutungen von Zonarbau), der, obwohl er an Biotit oder Hornblende angrenzt oder in ihnen eingeschlossen ist, keinen sichtbaren pleochroitischen Saum erzeugt. Es enthalten also nicht alle Orthitkörner radioaktive Substanzen. Nicht selten findet sich aktiver Orthit in Form einiger kleiner Körner längs des Randsaumes von Großtitaniten, die selbst inaktiv sind. Die aktiven Epidote und Titanite sind im allgemeinen klein und die Mehrzahl der Großepidote und Großtitanite erzeugt keine radioaktiven Säume in Biotit und Hornblende. Mitunter finden sich aber auch Großkörner von Epidot und Titanit mit radioaktivem Saum. Das auf Seite 13 als Epidot bezeichnete farblose aktive Mineral ist hier insofern deutlich als ein Glied der Epidotfamilie kenntlich als es ebenfalls radioaktive Zonarmäntel um Orthitkerne aufbaut. Z. B. wurde beobachtet: Orthitkern (0.06 mm) ringsum zonar umgeben von 0.02 mm breitem, farblosem, epidotähnlichem Saum, welcher einen 0.013 mm breiten pleochroitischen Hof in Biotit erzeugt. Oder: In Hornblende ist ein 0.1 mm langes farbloses Epidotkorn mit orthitischem Kern eingelagert. Rings um das Epidotkorn ist die Hornblende pleochroitisch verfärbt.

Zirkon mit radioaktivem Hof in Biotit, welcher sekundär auf Kosten der Hornblende gewachsen ist, kann eindeutig erkannt werden. Das idiomorphe Zirkonkorn ist 0.025 mm lang und kurzprismatisch mit terminalen stumpfen Pyramiden ausgebildet; es zeigt deutlich höhere Lichtbrechung (starkes Relief, Totalreflexionsrand) als die vorgenannten Minerale.

Sehr bemerkenswert und petrologisch wichtig ist das Auftreten von Schachbrettalbit in der diffusen Randzone des Gneisgranodiorites vom Keuchenkar.

Im Gneisgranodiorit des Keuchenkarfisches (siehe oben) fand sich als Feldspat ausschließlich Albit (Plag. III, II und I) ohne eine Spur von Kalinatronfeldspat. In der diffusen Übergangszone zum granosyenitischen Gneis, in welchem der Fisch eingebettet liegt, tritt Schachbrettalbit auf. Im granosyenitischen Gneis ist der Kalinatronfeldspat herrschender Gesteinsgemengteil, und Schachbrettalbit fehlt vollkommen.

Der in der diffusen Übergangszone beobachtete Schachbrettalbit gleicht bezüglich Korngröße (5 mm), teilweiser Automorphie, erkennbaren ehemaligen Karlsbader Zwillingen und Einschlüssen älteren Albits durchaus dem Kalinatronfeldspat, wie wir ihn ganz allgemein im granosyenitischen Gneis vorzufinden gewöhnt sind. Der Schachbrettalbit der diffusen Übergangszone war also einst ein Kalinatronfeldspat mit denselben Eigenschaften des Kalinatronfeldspates im angrenzenden granosyenitischen Gneis; er wurde sekundär albitisiert (Schachbrettalbitisation). Genetische Deutung siehe S. 36. Schachbrettalbit wurde sonst innerhalb der Romatedecke nur in dem S. 11 genannten, gaugten, biotitreichen Epidotamphibolit aus der O-Flanke der Romatespitze und in kakiritischen (hysteroenen) Zerreibungszone („Fäulen“) gefunden: Sigismundfäule im Sigismundquerschlag am Radhausberg, Meter 1 und Knappenbachfäule unmittelbar unter der Karschwelle des Radhausbergkares.

Der Schachbrettalbit des diffusen Grenzgebietes zwischen Gneisgranodiorit und granosyenitischen Gneis des Keuchenkars ist häufig sehr reich an großen Einschlüssen von Biotit, Epidot, Titanit und Orthit. Auf Grund ihrer Form und Anordnung stellen diese Einschlüsse zweifellos Relikte des älteren Starrgefüges dar, das der Kalinatronfeldspat-Porphyrblast wachsend eingeschlossen hat. Auch der gewöhnliche Albit (5 mm; 4—5% An; Plag. III, II und I) ist sehr reich an Einschlüssen der meisten übrigen Gemengteile, die oft noch fransenförmig in die Albitporphyroblasten hineinragen. Besonders bemerkenswert sind solche, nicht selten anzutreffende Albitkörner, in denen Mikrolithenfülle (Hellglimmer und Klinozoisit) nur auf jene Teilbereiche des betreffenden Albitkornes beschränkt sind, die auch massenhaft Fremdeinschlüsse anderer Minerale führen. Ein genetischer Zusammenhang zwischen „echter“ und „falscher“ Fülle ist hier offensichtlich vorhanden (S. 29).

Zugleich mit der Umwandlung des Gneisgranodiorites zum granosyenitischen Gneis tritt rhomboedrisches Karbonat (1.2 mm; xenomorph; zwillingslamelliert) als syngenetischer (mit den anderen farblosen Gesteinsgemengteilen geprägter) Gesteinsbestandteil auf. Im Gneisgranodiorit fehlt das rhomboedrische syngenetische Karbonat. Im granosyenitischen Gneis findet sich Kalzit sehr häufig. Das Auftreten des syngenetischen Kalzites zugleich mit der Pseudomorphosierung der Hornblende deutet auf die Möglichkeit eines kausalen Zusammenhanges beider Erscheinungen hin (eventuell Freiwerden von CaO infolge Zerfalles der Hornblende und Bindung an CO₂, welches bei den hohen herrschenden Überlastungsdrücken der orogenetischen Gesteinsprägung nicht entweichen kann). Siehe: Lehrbuch von Turner, L. 65, S. 52.

Quarz (0.9 mm) ist xenomorph, einschlußfrei und kaum undulös. Neben schwachen Verbiegungen polysynthetischer Zwillingslamellen in Albit und selten zu beobachtenden Verbiegungen des Biotits zeigt das Gestein keine postkristalline Deformation.

Epidositfisch mit Reaktionsrand gegen aplitischen Gneis. Ein besonders deutliches Beispiel der metasomatischen Aufzehrung eines älteren basischen Fisches durch den Ichor des granosyenitischen Gneises liefert ein in den Romatespitze-Nordwänden über der Schuttflanke des Weißtales geschlagenes Handstück. Es zeigt einen 3 cm mächtigen,

allseits von Aplitgneis umgebenen, feinkörnigen gelbgrünen Epidositfisch. Mit zwei spitzen Keil-Enden keilt der Epidositfisch im umgebenden Aplitgneis aus. Der Aplitgneis führt makroskopisch viel Epidot, Biotit und Pyrit. Er geht in einigen Zentimetern Entfernung diffus in das gewöhnliche fiasrige granosyenitische Gneisgestein über. Längs der Grenzregion des Epidositfisches erkennt man bereits makroskopisch Feldspatleisten, die 8 mm Länge erreichen und infolge von Epidoteinschlüssen eine für unseren Gesteinskomplex als abnormal zu bezeichnende gelblichgrüne Färbung besitzen.

Während im Epidositfisch keine radioaktiven Höfe zu beobachten sind, ist der Aplitgneis und vor allem der Reaktionssaum zwischen beiden Stoffen reich an radioaktiven Höfen um Orthit und farblosem Epidot in Biotit und Chlorit. Auch radioaktiver Titanit (0.046 mm; idiomorph) wurde in Biotit angetroffen. Orthit ist idiomorph und erreicht 0.2 mm Korngröße. Farblose Epidotsäume um Orthitkerne sind häufig. In Chlorit, der sich sekundär aus Biotit gebildet hat (Umwandlungsstadien gut sichtbar), treten radioaktive Höfe in Erscheinung, die aber nicht so intensive Verfärbungen wie in Biotit verursachen, da die Farbe des Chlorits blasser ist. Die Reichweite der radioaktiven verfärbenden Strahlung entspricht im Chlorit mit dem Mittelwert von rund 0.012 mm der Reichweite im Biotit. Allerdings ist wegen der geringen Farbintensität der radioaktiven Höfe in Chlorit hier die Messung weniger genau als in Biotit.

Der Epidositfisch besteht mikroskopisch aus einem xenomorphen granoblastischen Epidot-Quarz-Kalzit-Gewebe von durchschnittlich 0.4 mm Korngröße mit Nebengemengteilen von Biotit, Pyrit, Titanit, Chlorit und Apatit (siehe Abb. 3, Probe Nr. 5). Radioaktive Höfe sind, wie schon erwähnt, nicht zu sehen; auch besitzen die Epidotkörner (farblos bis hellgelb) keine Orthit-Kerne. Feldspat fehlt.

Ungemein deutlich weisen die Dünnschliffe in der Randzone des Epidositfisches (Abb. 3, Probe Nr. 6) gegen den umgebenden aplitischen Gneis Resorptionsbilder auf, welche eindeutig zeigen, daß die Feldspate des aplitischen Gneises in einem späteren Stadium kristallisiert sind als das Epidotkorngefüge des Epidositfisches (Abb. 4 und Tafel 14, Fig. 2).

7 mm lange, polysynthetisch dicht und regelmäßig verzwilligte Albitleisten (Plag. III und II; 3—6% An; Mikrolithenfülle spärlich bis fehlend) und 6 mm lange Schachbrettalbitindividuen (ehemaliger Kalinatronfeldspat ist mitunter noch in Resten vorhanden) schließen mehrere Zentimeter lange zusammenhängende Fahnen und Fetzen des Epidotkorngebewes (mittlere Korngröße 0.3 mm; maximale Korngröße 0.8 mm) im Feldspatkörper ein. Die im Feldspat (Albit und Schachbrettalbit) eingeschlossenen Epidotkornfahnen und -Fetzen besitzen dieselbe Korngröße und Struktur wie das Epidotkorngebewes des nachbarlich anschließenden Epidositfisches; sie stehen mit dem Korngebewes des Epidositfisches in unmittelbarem räumlichem Zusammenhang. Sie sind also nur die fetzen-, fahnen- und protuberanzartig korrodierten Fortsetzungen des Epidositfisches im aplitischen Gneis. Man sieht an den Einschlüssen in den Feldspaten, daß sich die Epidotkornfahnen mit bizarren Umrißformen in Fetzen, Girlandenzüge und kleine isolierte Schollen auflösen (Abb. 4). Dabei füllt die Feldspatsubstanz der großen Albitporphyroblasten selbst die kleinsten siebartigen Löcher sowie die größeren Zwischenräume im eingeschlossenen Epidotkorngefüge so aus, daß keinerlei Störung der dichten und engen, streng geradlinigen polysynthetischen Zwillingslamellierung zu sehen ist. Ja, die entlegenen und durch mehrere Millimeter lange Fremdeinschlüsse (Epidotkornfahnen) gesonderten Teile der Albitporphyroblasten zeigen dieselbe, in schnurgerader Fortsetzung befindliche Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz.

Besonders auffallend und für die Rekonstruktion des Wachstumsvorganges der Albitporphyroblasten aufschlußreich ist die Tatsache, daß die im Epidositfisch reichlich vorhandenen Quarz- und Kalzitkörner (zusammen

36 Vol.-%) nicht oder selten im Feldspat miteingeschlossen sind. Lediglich das Epidotkorngefüge des Epidositfisches mit etwas Titanit und Erz ist mit reliktsicher Erhaltung seiner Struktur und Korngröße im Feldspat eingeschlossen. Es waren also jene Stoffe, welche die Quarz- und Kalzitkristalle des Epidositfisches aufbauen, während des

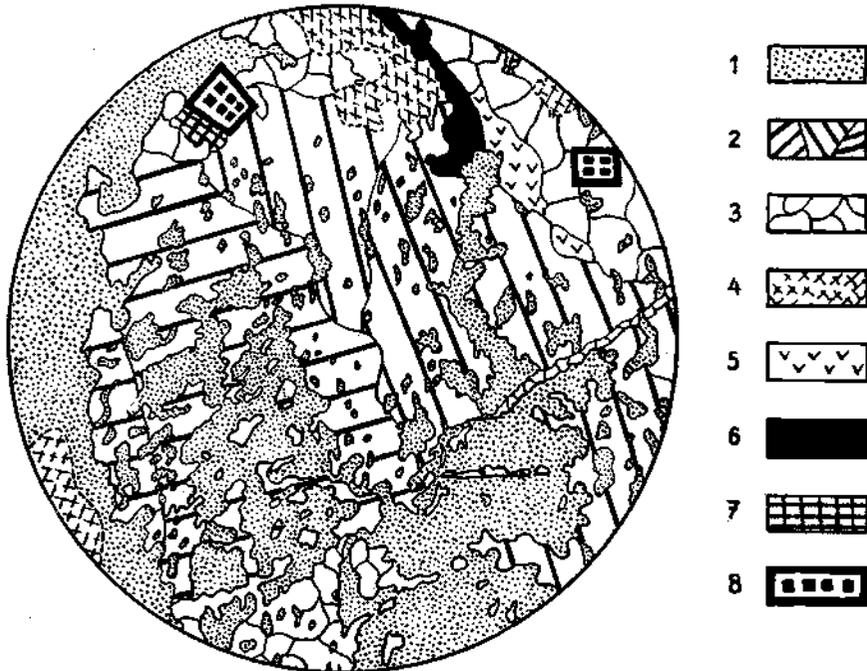


Abb. 4. Aus der Grenzzone zwischen Epidosit und aplitischem Gneis. 14fache Vergrößerung. Umrißgetreue Zeichnung mittels Projektion durch Zeichenspiegel-Mikroskopenaufsatz. Aus dem Epidot-Quarz-Kalzit-Gewebe des Epidositgesteines (linker und unterer Rand der Abbildung) ragen protuberanzenförmige Fahnen und Fetzen (Epidotgewebe des Epidositgesteines) in den aplitischen Gesteinskörper hinein. Sie werden von polysynthetisch verzwilligten Albitporphyroblasten umwachsen und als Zeugen des Resorptionsvorganges konserviert. Romatespitze N-Wand.

1 = Epidot-Korngewebe. 2 = Polysynthetisch nach Albitgesetz verzwilligter, optisch ungestörter Albit mit 3—6% An-Gehalt. Es handelt sich um Porphyroblasten des Aplitgneises, welche das ältere Epidotkorn-Starrgefüge umwachsen und in ihrem Körper eingeschlossen haben. Siehe die photographische Wiedergabe derselben Dünnschliffstelle in Fig. 2 auf Tafel 14. 3 = Albit (nicht verzwilligt) — Kleinkornpflaster, optisch ungestört. Keine postkristalline Deformation! 4 = Kalzit. 5 = Quarz. 6 = Biotit. 7 = Chlorit. 8 = Pyrit.

Feldspatwachstums mobil. Diese Aussage gilt exakt für den Raum, den heute die Albitporphyroblasten (Abb. 4) in der Grenzregion zwischen Epidositfisch und aplitischem Gneis einnehmen.

Lamelliertes rhomboedrisches Karbonat (Kalzit) ist in der Grenzregion: Epidositfisch-Aplitgneis ein Hauptgemengteil des Gesteines. Die Kalzitkörner (xenomorph,

granoblastisch) erreichen 1-1 mm Korngröße und nehmen 19 Vol.-% der Grenzregion ein (Abb. 3, Probe Nr. 6). Sie finden sich zusammen mit Quarz meist außerhalb der Feldspate, mitunter aber auch in Albit und Schachbrettalbit eingeschlossen. Bemerkenswert sind in diesem aplitischen Gneis granophyrische Reaktionsgefüge in Albitkörnern. In Form dünner kurzer Stengel (0-07 mm) frißt sich Quarz myrmekitähnlich sekundär in Albit ein und bildet im Albitkorn haufenförmige Stengelgruppen. Siehe S. 37.

Somit bringt die Beobachtung der Epidot-Fahnen in den Albitkristallen (Albit und Schachbrettalbit) einen tieferen Einblick in die Vorgänge des ichoretischen Lösungsumsatzes, der sich intergranular im älteren Starrgefüge der Epidotkörner vollzog. Diese waren wie das Skelett eines Badeschwammes von der mobilen aplitischen Substanz durchtränkt. Früh kristallisierten die großen Feldspate, indem sie bizarre und ungewöhnlich große Starrgefüge teils zusammenhängender, teils siebartig durchlöcherter, teils in einzelne Schollen und Inselzüge aufgelöster Epidotkornaggregate umwuchsen und als Fremdeinschlüsse in ihre Kristalle aufnahmen. Erst später kristallisierte Quarz und Kalzit. Dieselbe Folge treffen wir überall im granosyenitischen Gneiskomplex (siehe S. 31); sie ist bloß hier besonders deutlich erkennbar.

Biotitschiefer. Basische Fische im granosyenitischen Gneis, z. B. im Sigismundstollen Meter 300 (mit idiomorphen Biotitindividuen, 8 mm Korngröße), oder im Naßfelder Achental (grobschuppiger Biotit, Albitknoten). Albitsprossung in solchen Glimmerschiefern erzeugt Biotit-Albitknotenschiefer (Naßfelder Achental, Sigismundstollen, Romatespitze).

2. Aplit und Aplitgneis

Diskordante Apliten im granosyenitischen Gestein und seinen basischen Fischen sind häufig. Sie gehen in konforme Aplitgneislagen und diffuse wolkige Aplitgrohmengungszonen über. Nirgends fand ich in den diskordanten Apliten und begleitenden Pegmatoiden ein Glimmerparallelgefüge, das den Gangwänden parallel streicht. Hingegen zeigt sich häufig an den Grenzen der diskordanten Apliten die Erscheinung, daß das Glimmerparallelgefüge des Nebengesteines in den diskordanten Aplit hineinragt und einer offensichtlich metasomatischen allmählichen Auflösung in der aplitischen Substanz unterliegt. Korngefügeanalysen stehen noch aus. Makroskopisch gewann ich den Eindruck, daß die Aplitisation jünger ist als die Prägung des flächigen Parallelgefüges der Glimmer, welche aus dem Nebengestein in den diskordanten Aplit hineinstreichen und vom Ichor der aplitischen Substanz resorbiert werden (diskordante metasomatische Aplitgänge, L. 18).

Makroskopisches Erscheinungsbild der Aplitgneise und Apliten: Im feinkörnigen farblosen Grundgewebe erkennt man in der Regel feine Biotitschüppchen (2 mm), mitunter Chloritschüppchen, rosa Kalkspat und Pyrit. Seitlich und randlich sind häufig stoffliche Übergänge zu pegmatoiden Körpern bis zu Quarzkauern zu beobachten.

Die mikroskopisch untersuchten Apliten und Aplitgneise (z. B. Abb. 3, Probe Nr. 7) zeigen Vormacht von Kalinatronfeldspat. Damit unterscheiden sie sich stofflich von den Apliten und Aplitgneisen im Liegenden (Woiskenuhle) und im Hangenden (Siglitzgneis) unseres granosyenitischen

Gesteines. Diese Tatsache ist ein Beispiel für die in unserem Gebiete herrschende Horizontthetändigkeit des ichoretischen Lösungsumsatzes.

Radioaktive Höfe wurden nicht beobachtet.

Die mittlere Korngröße der vorliegenden Aplite und Aplitgneise ist Schwankungen zwischen 0.15 und 1—2 *mm* unterworfen. Großindividuen von Kalinatronfeldspat werden mehrere Millimeter lang und sind reich an Einschlüssen aller übrigen Gemengteile. Es handelt sich um die Typen Knaf. III und Knaf. II; Karlsbader Zwillinge sind vorhanden; der Achsenwinkel $2V_{\alpha}$ schwankt zwischen 61 und 77° (5 gemessene Körner). Kalinatronfeldspat verdrängt Albit. Der Albit (Plag. III, II und I) besitzt 5% An und ist häufig vollkommen frei von Hellglimmer- oder Klinozoisitmikroliten. Quarz löscht meist spiegelklar aus. Postkristalline Deformationen habe ich im Dünnschliffbild der Aplite und Aplitgneise nicht gesehen. Biotit (γ = bräunlich grün; α = blaßgelb) zeigt stark korrodierte Umrißformen und befindet sich größtenteils in Umwandlung zu Chlorit unter Ausscheidung von Erz und Sagenit. Farbloser bis hellgelblicher Epidot, syngenetisches rhomboedrisches Karbonat mit Zwillinglamellen, Titanit, Apatit, Pyrit und Zirkon sind vorhanden. Bemerkenswert ist geringförmiges Auftreten von Muskowit. Orthit (0.024 *mm*) mit farblosem Epidotsaum (0.016 *mm*) wurde nur im Quarz-Feldspatpflaster und daher ohne radioaktiven Hof beobachtet.

3. Der gewöhnliche granosyenitische Gneis und Gneisgranosyenit.

Wie schon eingangs erwähnt, beteiligen sich flasrig parallelfächig entwickelte und annähernd regellos körnige Typen ohne scharfe gegenseitige Grenze am Aufbau der Hauptmasse des granosyenitischen Bereiches zwischen Badgastein und Mallnitz (Romatedecke). Die ersten nenne ich granosyenitischer Gneis und die letzteren Gneisgranosyenit. Beide führen denselben Mineralbestand und dieselben metasomatischen Reaktionsgefüge. Beide zeigen keine Verschiedenheiten bezüglich der mitunter in beiden Typen auftretenden Erscheinungen postkristalliner Deformation. In beiden Typen herrscht nachkinematische Kristallisation, d. h. das Korn ist meist klar und ungestört, höchstens der Quarz schwach undulös. Andererseits finden sich mitunter in beiden Typen Handstücke mit beträchtlicher, mikroskopisch sichtbarer postkristalliner Deformation, denen man es äußerlich gar nicht ansieht. Ähnliches beschrieb E. Christa von den quarzdioritischen bis granitischen Gesteinen des Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.

Ebenso wie E. Christa im Zemmgrund habe ich am vorliegenden granosyenitischen Material den Eindruck gewonnen, daß der granosyenitische Gneis im allgemeinen nicht durch sekundäre Verschieferung aus dem Gneisgranosyenit hervorgeht, sondern daß beide gleichzeitige Prägungen sind. An den zahlreichen diffusen Übergängen der albitepidotamphibolitischen Fische in den flasrigen granosyenitischen Gneis sieht man, daß die ebenflächige Parallelstruktur (Biotit, Hornblende) der basischen Fische durch Einwirkung aplitischer Metasomatose in die Fasern des granosyenitischen Gneises übergeführt wird. Weitere Homogenisierung des Materials führt über feldgeologisch beobachtete Zwischenstadien zum makroskopisch regellos körnigen Gneisgranosyenit. Korngefügeanalyse ist noch nicht hier in Anwendung gebracht; für die Entscheidung, ob Homogenisierung im Sinne der feldgeologischen Beobachtungen oder aber „Heterogenisierung“ im Sinne alter Auffassungen von alpidischer Verschieferung präexistierender Tiefengesteine (alte magmatisch erstarrte Syenite) vorliegt, sind exakte Untersuchungsmethoden wünschenswert.

Das charakteristische makroskopische Erscheinungsbild des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits von Badgastein-Mallnitz wurde schon eingangs kurz gekennzeichnet. Das Gestein ist bedeutend dunkler als die granitischen Gneise. Jedoch von den ebenfalls biotitreichen „tonalitischen“ Gneisen des Hochalm-Ankogel-Hafnereck-Reißeckgebietes ist unser granosyenitisches Gestein schon auf den ersten Blick durch die sonderbar haufenförmige und meist isolierte Anordnung der Biotit-Epidot-Aggregate geschieden; sie verleihen dem Gestein das kontrastreiche schwarz-weiß gefleckte Aussehen; hingegen sind Quarzreichtum und vorherrschende porzellanweiße Feldspatfarbe (Plagioklas) Merkmale, welche dem granosyenitischen Gestein fehlen und für die tonalitischen Gneise bezeichnend sind.

Die Feldspate des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits besitzen mittlere Korngröße (durchschnittlich 0,5—1 *cm*). Kalinatronfeldspat herrscht; Karlsbader Zwillinge sind mitunter makroskopisch zu erkennen und die Farbtonung der Feldspate ist matt bis hellgrau, jedenfalls nicht so rein weiß wie in den tonalitischen Tauerngesteinen. Weniger häufig ist eine automorphe porphyrische Entwicklung großer Kalinatronfeldspatindividuen. Quarz ist nur in sehr untergeordnetem Maße vorhanden und kann sogar vollkommen fehlen (z. B. Abb. 3, Probe Nr. 12). Die stets hanfen- oder faserförmig aggregierten dunklen Gemengteile besitzen bedeutend geringere Korngrößen als die Feldspate. Biotit ist reichlich vorhanden, weist jedoch erstaunlich kleine Korngrößen auf, die selten 1 *mm* überschreiten. Er findet sich stets gesellig in Form mehrerer hundert Individuen zusammen mit Epidot. Diese Aggregate zeigen mitunter sowohl im Gneisgranosyenit als auch im granosyenitischen Gneis ihre Herkunft als Pseudomorphosen nach Hornblende dadurch an, daß sie auffallend regelmäßige prismatische Längsschnitte und rhombenförmige Basisschnitte sowie mikroskopische Reste der ursprünglichen Großhornblende aufweisen. Die gewöhnliche Größe eintelliger Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende beträgt 10×6 *mm*. Häufiger findet man aber sowohl im Gneisgranosyenit als auch im granosyenitischen Gneis recht unregelmäßige Umrißformen der Biotit-Epidothäufchen. Epidot ist stets vorhanden und mit Biotit vergesellschaftet. Makroskopisch ist er durch seine gelblichgrüne Farbe zu erkennen, obwohl die einzelnen Individuen ebenfalls so klein sind, daß sie selten mit freiem Auge auseinandergehalten werden können. Titanit wird mitunter schon makroskopisch wahrgenommen und erreicht 1—2 *mm* Korngröße. Muskowit ist nur in manchen faserigen Aharten des granosyenitischen Gneises und in feingefalteten Gneisphylloniten vorhanden, wo er eine hysterogene Bildung darstellt. An Akzessorien ist besonders der Pyrit makroskopisch auffallend.

Die Schwankungen des volumetrischen Mineralbestandes sind der Abb. 3 zu entnehmen (Probe Nr. 8—16).

Hydrothermale Hohlräumeausfüllungen in Begleitung von Quarzschwielen zeigen sehr häufig rosaroten Kalkspat mit polysynthetischer Lamellierung (Zwillings- bzw. Gleitlamellen). Besonders in hybridem, von vielen dunklen Schollen verunreinigtem granosyenitischem Gneis findet sich massenhaft Kalzit in sekundären Hohlräumen (Fugen) mit Quarz, Chlorit und Eisenglanz. Seit Reissacher (1862) ist der 40 *cm* mächtige diskordante Kalkspatgang in hybridem granosyenitischem Gneis des Sigismundstollens bei Meter 330 bekannt. Hier findet man auch hellgrauen

Kalkspat. Die hier wiederum ausgeprägte polysynthetische Zwillings- bzw. Gleitlamellierung zeigt, daß der diskordante Gang noch Deformationen mitgemacht hat. Im Gebiet des granosyenitischen Gneises aufgefundener Beryll (L. 16) sitzt unmittelbar auf pegmatoidem Material und scheint älter zu sein als die hydrothermale Phase.

Macht man den Versuch, die Gneisgranosyenite und granosyenitischen Gneise von Badgastein-Mallnitz noch näher schubladenpetrographisch aufzuteilen, so läßt sich folgende Untergliederung aufstellen, die jedoch feldgeologisch wegen der fließenden Übergänge recht bedeutungslos ist:

Gneisgranosyenit mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Besonders charakteristische Entwicklung im Sigismundstollen, stolleneinwärts der am Ulm angebrachten Tafel: „200“ bis zum Feldort. Hier ist unverwittertes Gesteinsmaterial einfach zu beschaffen. Die Biotit-Epidot-Pseudomorphosen zeigen scharfe rechteckige (Tafel 14, Fig. 3) und rhombenförmige Umgrenzungen, abgesehen von den niemals fehlenden randlichen Resorptionerscheinungen.

Gneisgranosyenit ohne eindeutige Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Z. B. Romatespitze-N-Flanke. Das makroskopisch regellos körnige Gestein ist bedeutend reicher an Biotit-Epidothäufchen als der vorgenannte Typ. Die Häufchen zeigen unregelmäßige Formen, die nicht eindeutig als Pseudomorphosen nach Hornblende zu bestimmen sind. Einige Zentimeter lange Fremdschollen nicht assimilierten feinkörnigen Biotitgneises zeigen die Mischnatur dieses Gesteines an.

Flasriger granosyenitischer Gneis mit eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende. Z. B. Romatespitze N-Flanke. Das Gestein zeigt deutliche flasrige flächige Parallelstruktur. Trotzdem sind die parallel eingeschichteten Biotit-Epidot-Aggregate makro- und mikroskopisch eindeutig als Pseudomorphosen nach Hornblende erkennbar. Auch Pseudomorphosen nach Querhornblenden sind vorhanden (Erstreckung der Säulchen quer zur Schieferung).

Flasriger granosyenitischer Gneis ohne eindeutig erkennbare Pseudomorphosen nach Hornblende. Abbildung dieses sehr häufigen Untertyps siehe S. 121 in der Arbeit von F. Angel-R. Staber (1937). Die Biotit-Epidotfasern schließen häufig zu mehreren Zentimeter langen Schollen zusammen.

Flasriger granosyenitischer Gneis mit forellenförmigen Biotit-Epidotfasern. Z. B. Romatespitze-O-Flanke über dem Alpenvereinsweg. Einige Millimeter dicke Biotit-Epidot-Beläge am Hauptbruch des Gesteines treten in regelmäßigen Abständen auf und zeigen linsen- und tellerförmige Unrisse. Die Gebilde erreichen mehrere Zentimeter Längsdurchmesser. Sie erinnern an die bekannten Muskowitfasern („Forellen“) des Forellengneises im granitischen Hölltor-Rotgüldenkerl. Jedoch nehmen sie im granosyenitischen Gneis keine so mächtige Entwicklung und große Ausdehnung wie dort ein. Übergänge in größere basische Fische und stark hybride granosyenitische Gneise sind vorhanden.

Porphyrtiger Gneisgranosyenit. Z. B. Naßfelder Achental, linkes Ufer, Felswand nordöstlich vom Schleierfall. Automorphe Kalinatronfeldspatkristalle erreichen 15 mm Korndurchmesser und sind reich an Einschlüssen von Biotit.

Porphyrtiger flasriger granosyenitischer Gneis. Z. B. Winklerbalfen-N-Wand bei Mallnitz. Das Gestein ist sehr hybrid, reich an dunklen Gemengteilen und schollenförmigen, albitpidotamphibolitischen Fremdeinschlüssen. Die 18 mm langen Kalinatronfeldspatleisten wachsen quer durch die Biotit-Epidot-Faserränge hindurch und schließen sie in ihrem Kristallkörper ein. Auch zonare Einschlußringe von Biotit sind in manchen dieser Kalinatronfeldspat-Großindividuen zu erkennen.

Quarzfreier Gneisgranosyenit. Z. B. im künstlichen Aufschluß der Naßfelder Talstraße im Fels der südlichen der beiden Lawingalerien bei dem Bärenfall. Das Gestein geht deutlich als Mischprodukt zwischen albitpidotamphibolitischem und aplitischem Material hervor. Der Biotit ist makroskopisch stahlschwarz und zeigt im Mikroskop rotbraune Farbe bei normaler Schliffdicke (Quarz: Grau I. Ordn.). Es ist nur sehr wenig Epidot vorhanden, aber massenhaft Titanit. Der Biotit ist ganz außergewöhnlich reich an radioaktiven Höfen.

Da der Mineralbestand in allen diesen Untertypen kaum bedeutende Änderungen erfährt (Abb. 3), so können wir den mikroskopischen Befund einheitlich für Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis mitteilen:

Radioaktive Höfe: Gneisgranosyenit und flasriger granosyenitischer Gneis verhalten sich bezüglich der radioaktiven Höfe gleich und das Erscheinungsbild der Höfe entspricht dem schon vom Gneisgranodiorit-Fisch des Keuchenkares mitgeteilten (Seite 12). Die Zentralkörner der Höfe sind: Orthit (0.21 mm): Weitaus der häufigste Zentralkörper der Höfe. Oft Zonarstruktur. Braune Farbe, idiomorphe sechseckige Umrißform. Geringere Licht- und Doppelbrechung als Titanit. Farbloser Epidot (0.08 mm): Meist xenomorph; zwei Spaltriß-Scharen. Titanit (0.05 mm): Idiomorph rhombenförmig. Durch Vergleich mit den benachbarten inaktiven Großtitaniten einfach bestimmbar. Zirkon (0.08 mm): Idiomorph; terminal pyramidal begrenzte Säulchen! Hohe Licht- und Doppelbrechung.

Die radioaktiven Höfe finden sich hauptsächlich im Biotit; selten in Hornblende und Chlorit. Die Reichweite der Verfärbung in Biotit beträgt 0.012 mm.

In den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende ist die reliktsche Hornblende bedeutend ärmer an radioaktiven Höfen als der Biotit (siehe auch S. 13). Die diesbezüglichen Beobachtungen sind hier allerdings weniger bemerklich als im Gneisgranodiorit, weil nur wenig Hornblende im granosyenitischen Gneis zur Beobachtung gelangt.

Die radioaktiven Höfe finden sich in gleicher Anzahl und Dichte in den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende wie in den flasrigen Biotit-Epidothäufchen. Bei normaler Schlifffdicke (Quarz: Grau I. Ordn.) wurde in den Biotit-Epidothäufchen durchschnittlich ein radioaktiver Hof pro $\frac{1}{4} \text{ mm}^2$ beobachtet, wobei zu beachten ist, daß die Biotit-Epidothäufchen, wie Tabelle Abb. 3 zeigt, nur einen kleinen Raum des Gesteines einnehmen. Die Dünnschliffbilder weisen darauf hin, daß die radioaktiven Höfe im Biotit des Gesteinskomplexes ziemlich gleichmäßig verteilt sind, was auch mit den physikalischen Messungen von E. Pohl (S. 49) übereinstimmt.

Hornblende (1.4 mm): Idiomorphe rhombenförmige Querschnitte, säulige Längsschnitte mit xenomorpher terminaler Begrenzung. Korrosionsränder häufig. α = farblos bis hellgelb, γ = blaugrün; $z/\gamma = 18-20^\circ//A. E.$ (nach Staher: $18-24^\circ$). Es handelt sich also physiographisch um genau dieselbe Hornblende, der wir bereits in den basischen Fischen (Albitepidotamphibolit und Gneisgranodiorit) hegegneten, u. zw. um die in den Hohen Tauern typische blaugüne Hornblende (barroisitische Hornblende nach F. Angel). Im Gesamtbereich der Romatedecke habe ich keine andere Hornblende (etwa: grüne oder braune Hornblende) aufgefunden, was für die mineralfazielle Ausgeglichenheit (Albitepidotamphibolitfazies siehe S. 37) des Gesamteriches zeugt.

Im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis kommt Hornblende nur in sehr kleinen Mengen als akzessorischer Gemengteil vor. Als solche findet sie sich auch nur in 20 der 45 geprüften Dünnschliffe des granosyenitischen Gesteines. Sie ist stets mit Biotit und Epidot vergesellschaftet.

Zwei Hornblendegenerationen sind zu unterscheiden, wobei nochmals betont sei, daß es sich stets um die blaugüne Hornblende handelt und eine andere Hornblende gar nicht gefunden wurde. Die ältere Generation ist

durch Großhornblende gekennzeichnet, die in Relikten in den eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende mitunter einwandfrei erkennbar ist. Die jüngere Generation wächst in Form kleiner Säulchen kreuz und quer in eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach der älteren Generation. Nur in wenigen Dünnschliffen läßt sich die Unterscheidung beider Generationen klar durchführen.

In der eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphose nach Hornblende der Fig. 3 auf Tafel 14 wird der linke Rand des säulenförmigen Längsschnittes noch von der älteren Hornblende eingenommen. Allerdings geht sie nicht mehr optisch ungestört gleichmäßig in Auslöschung, sondern setzt sich aus vielen Teilindividuen zusammen (Granulation). Die kristallographische z-Achse der Teilindividuen liegt subparallel der z-Achse der pseudomorphosierten ursprünglichen Großhornblende. Deshalb ist der linke Rand so wenig zerfranst und verhältnismäßig recht scharf. Zwischen den großen Neubildungen von Biotit (teilweise parallel zur ursprünglichen Großhornblende orientiert), Epidot, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Apatit und Magnetit finden sich kleine Hornblendesäulchen, die keine Regelung bezüglich der Ursprungshornblende erkennen lassen. Sie stellen offenbar Neukristallisationen dar und gehören zur zweiten Generation. Das betreffende Schliftmaterial dieses Gesteines ist auch reich an regelmäßigen rhombenförmigen Basischnitten der Pseudomorphosen.

In einem Schlift vom Kesselfall (Hangendes des Floitits, Kollektion A. Köhler) ist die Hornblende der ersten Generation noch tadellos erhalten und zeigt frische, optisch einseitliche, 1.4 mm lange und 0.6 mm breite Säulchen mit randlich beginnendem Wachstum von Biotit, Epidot, großen Titanitkristallen (0.56 mm) und Apatit.

Wo keine eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende im Gestein vorhanden sind, läßt sich meist nicht sagen, ob die spärlich vorhandenen kleinen Hornblendesäulchen in diesen Biotit-Epidothäufchen der ersten oder der zweiten Generation angehören.

Um die Hornblende des granosyenitischen Gneises (einschließlich: basische Fische und Gneisgranosyenit) mit bekannten anderen Hornblendenden der näheren Umgebung aus den Hohen Tauern vergleichen zu können, sammelte ich Proben von Amphibolit aus dem Dössener Tal, weiters von kersantitähnlichen Gesteinen aus dem Zirmseekar (A. Kieslinger, L. 33) und von prasinitischen Einlagerungen im Siglitzgneis des Radhausbergkares (offensichtlich mit P. Paulitsch: Prasinit vom Radhausberg, L. 46, übereinstimmend). Das Ergebnis des Vergleiches ist:

Physiographisch stimmt die Hornblende des granosyenitischen Gneises und seiner basischen Fische (einschließlich Gneisgranodiorit) überein mit der Hornblende des aufgesammelten Dössental-Amphibolits, mit der II. Hornblendegeneration im kersantitischen Zirmseegestein (Fundstelle A und B nach Kieslinger) sowie mit der von P. Paulitsch chemisch analysierten und mineralogisch genau beschriebenen Hornblende des prasinitischen Fisches im Siglitzgneis des Radhausberges. Verschieden davon ist die dicht mit opaken oder bräunlichen, nicht näher bestimmbareren Staubpartikelchen gefüllte Hornblende in Kieslingers kersantitähnlichem Gestein des Zirmseekares (Fundort A). Sie ist nach Kieslingers Beobachtungen, die ich in dem von mir gesammelten Material voll bestätigt fand, in Umwandlung zu jüngerer hlaugrüner Hornblende begriffen, die als jüngere

Generation in kleinen Kristallen auf Kosten der alten, gefüllten, braunen Großhornblende wächst. Analoge Beobachtungen teilte F. Angel (L. 3) aus floititischen Amphiboliten und Floititen der Hochalm-Ankogelgruppe, Reichenspitzgruppe, Venedigergruppe und Zillertaler Alpen mit.

Jedenfalls ist es für petrologische Mutmaßungen wichtig, daß nur die blaugrüne (barroisitische) Hornblende der typischen Althitepidotamphibolitfazies in den Gesteinen des granosyenitischen Gneises von Badgastein-Mallnitz aufgefunden wurde. Ihr TiO_2 -Gehalt beträgt 1.4 Gew.-% (P. Paulitsch) und erklärt das massenhafte Wachstum von Titanit in den Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach dieser Hornblende.

Biotit (3 mm; meist jedoch < 0.8 mm). Xenomorph. α = blaßgelb bis farblos, γ = dunkelgrün. Achsenwinkel ist sehr klein. Selten ist rotbraune Färbung im Mikroskop. Radioaktive Höfe siehe S. 24. Parallelverwachsungen mit Hornblende, Eisenglanz, Magnetit und Chlorit kommen vor. Idiomorphe, sechseckige Täfelchen wurden nur in Biotitschiefern (S. 20), aber niemals im granosyenitischen Gestein beobachtet. Obwohl Biotit der dunkle Hauptgemengteil des Gesteines ist, bleibt seine Korngröße relativ zu Feldspat, Quarz und Kalzit ungewöhnlich klein. Gruppenförmiges Auftreten zusammen mit Epidot, Titanit, Apatit und Erz.

Epidot (1.4 mm). Herrschend ist farbloser bis schwach zitronengelb und etwas grünlich gefärbter, also eisenarmer Epidot (starke Doppelbrechung, opt. negativ). Dieser zeigt eine ausgesprochene Tendenz zu automorpher Ausbildung. Gedrungene Säulchen mit unregelmäßigen Ausbuchtungen, teils abgerundet, teils fransig und schollenförmig begrenzt, sind charakteristisch. Ebenso wie der Biotit ist er kreuz und quer in Form zahlreicher Kleinindividuen mit diesem zu Haufen und Flaserzügen gruppiert oder in den eindeutigen Pseudomorphosen nach Hornblende regellos aggregiert. Wo Pleochroismus vorhanden: α = farblos bis schwach gelblich, γ = zitronengelb mit grünlichem Farbton. Zonarbau ist nicht selten. Orthitkerne sind häufig. Auch Zwillinge kommen vor. Annähernd idiomorphe Querschnitte ($\parallel 010$) sind nicht selten. Farbloser Epidot bildet auch radioaktive Einschlußkörner in Biotit.

Seltener ist farbloser automorpher Zoisit (geringe Doppelbrechung; Staber gibt α -Zoisit an), dessen dicke, abgerundete Säulen in kleinen Körnern oft schwer von Apatit zu unterscheiden sind. Klinozoisit endlich ist ein häufiger Bestandteil der harmonischen Mikrolithenschwärme in Albit. Er findet sich auch unter den schwach doppelbrechenden, größeren farblosen Epidotkörnern (opt. pos.; 0.6 mm lange Säulchen).

Titanit (2 mm). Neben Biotit und Epidot der häufigste, färbige Gemengteil und ein niemals fehlendes Leitmineral unseres Gesteines. Meist idiomorph mit spitzen lang-rhombenförmigen Umrißen. In der Regel zusammen mit Biotit, Epidot und Apatit in den Biotit-Epidothäufchen und Biotit-Epidot-Flaserzügen auftretend; ebenso in den eindeutigen Pseudomorphosen nach Hornblende. Mitunter radioaktiv. Stets braune Farbe. Selten schwach pleochroitisch (hell- und dunkelbraun). Zwillinge finden sich (nur Einfachzwillinge, keine polysynthetische Zwillinglamellierung wie im Syenit des Piz Giuf, L. 68). Einschlüsse sind selten. Mit Sicherheit habe ich Einschlüsse von Apatit in Titanit beobachtet. Das spricht dafür, daß die Kristallisation des Apatits der des Titanits vorausgeht, wie auch aus Abb. 2 geschlossen werden kann, wo in Gneisgranodiorit Apatit regellos im Hornblendekörper

verteilt ist, während das Wachstum des Titanits auf Kosten der Hornblende vom Rand nach innen erfolgt.

Apatit (0.6 mm). Farblos. Gedrungene Säulchen oder xenomorph. Ebenfalls mit großer Beständigkeit ein beinahe niemals fehlender Begleiter der Biotit-Epidothäufchen, -faserzüge und -pseudomorphosen.

Chlorit (0.4 mm). Xenomorph. Gegenüber Biotit nur in verschwindenden Mengen vorkommend, findet sich Chlorit aber auch in ganz unverwitterten Gesteinsproben des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises (Sigismund- und Radhausberg-Unterbaustollen). Er zeigt, daß die Mineralfazies unseres Gesteines schon zur Grünschieferfazies hinzielt. Meist ist seine sekundäre Bildung aus Biotit kenntlich (Chloritisierung des Biotits), wobei sich Erz und Sagenit ausscheiden. Auch die Erscheinung, daß in Feldspat eingeschlossener Biotit chloritisiert ist (L. 20), kann mitunter beobachtet werden. Radioaktive Höfe finden sich auch in Chlorit.

Orthit (0.65 mm). Riesenkörner von 0.5 mm Länge sind gar nicht selten (Epidotsäume nicht mitgemessen bei diesen Längenangaben!). Die Großindividuen sind meist xenomorph, während die kleinen Individuen in der Regel idiomorphe, sechsseitig begrenzte Umrisse aufweisen. Regelmäßig zonar gebaute Großindividuen mit mehreren zonaren Ringen sind vorhanden. Honigbraune Färbung. α = hellgelblich, γ = dunkelbraun. Die kleinen Orthitkörner sind die häufigsten radioaktiven Einschlüsse in Biotit.

Zirkon (0.06 mm). Idiomorph. Säulchen mit pyramidalen Enden. Zirkon ist verhältnismäßig selten anzutreffen. Einschlüsse in Biotit mit radioaktiven Höfen.

Magnetit (0.6 mm). Idiomorph und xenomorph. Häufig parallel verwachsen mit Biotit. Neben Biotit, Epidot, Titanit und Apatit der häufigste Gemengteil der Biotit-Epidothäufchen, -faserzüge und -pseudomorphosen.

Pyrit (1 cm). Akzessorischer Gemengteil, meist idiomorph. Lokale Anreicherungen.

Eisenglanz (0.5 mm). Akzessorischer Gemengteil. Parallele Verwachsungen mit Biotit häufig. Auftreten lokal beschränkt. Zusammen mit Biotit in den Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen.

Rutil (0.06 mm). Selten. Selbständige honiggelbe Körnchen in den Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen. Häufiger jedoch in Form des Sagenits in Chlorit, der sekundär aus Biotit hervorgegangen ist.

Muskowit ist in Gneisgranosyenit nicht vorhanden, sofern man von den Hellglimmermikrolithen in Albit absieht. Als Seltenheit findet er sich in faserigem, granosyenitischem Gneis. Jedoch in den phyllonitisierten Abkömmlingen des granosyenitischen Gneises wird er zum leitenden Mineral.

Hellglimmermikrolithen (0.05 mm). Harmonische Schwärme in Albit, meist zusammen mit Klinozoisitmikrolithen.

Die Feldspate: Eine eingehende Beschreibung und Typisierung der Feldspate unseres granosyenitischen Gneises erfolgte in breiterem Rahmen (Feldspatausbildungen in den östlichen Hohen Tauern) bereits in der 1948 abgeschlossenen Arbeit des Verfassers (L. 15) mit mehreren Abbildungen. Hier seien die Grundzüge der Kristallisationsgeschichte der Feldspate in unserem Gestein und einige Beobachtungsdaten hinzugefügt:

Wichtig für das Verständnis unseres Gesteines ist das verschiedene Verhalten von Albit und Kalinatronfeldspat. Der häufig automorphe, polysynthetisch verzwilligte große Albit (Plag. III) ist älter als der Kalinatronfeldspat.

Plag. III führt ungemein viele fremde Einschlüsse der bisher genannten Minerale, während die kleineren Albite (Plag. II und I) und der Kalinatronfeldspat ärmer an Fremdeinschlüssen sind. Die Erscheinung, daß Plag. III Gewebe der bisher genannten Minerale (hauptsächlich Biotit, Epidot, Titanit) in seinen Kristallkörper einschließt und diese teilweise noch mit den angrenzenden Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen in Verbindung stehen, ist ganz allgemein und beinahe in jedem Dünnschliff typisch zu beobachten. Zugleich stellen sich die auffallenden Korrosionserscheinungen an den eingeschlossenen oder randlich in Auflösung begriffenen Biotit-Epidothäufchen, -faserzügen und -pseudomorphosen ein. Solche sind: Zerfransung des Biotits und Epidots, Auflösung des Gewebes in Fetzen und Girlandenzüge; Titanitkränze, Chloritisierung des in Feldspat eingeschlossenen Biotits usw. Prinzipiell sind es dieselben Erscheinungen, die wir noch besser in den basischen Fischen im Gefolge des porphyroblastischen Feldspatwachstums im älteren Hornblende-Biotit-Epidot-Titanit-Starrgefüge bereits kennengelernt haben (S. 10). Und es sind die analogen Korrosionserscheinungen, die vor allem E. Christa (L. 7) und nach ihm L. Kölbl (1932) in granitischem und dioritischem Zentralgneis der Tauern beschrieben und die auch vom Verfasser schon eingehend in den Gneisserien gekennzeichnet wurden, welche im Gebiete um Badgastein teils über dem granosyenitischen Gneis (L. 19), teils unter dem granosyenitischen Gneis (L. 20) lagern. Dem Reichtum an färbigen Gemengteilen entsprechend, ist der granosyenitische Gneis besonders voll von überzeugenden und eindeutigen Korrosionserscheinungen, welche vor allem zeitlich mit dem Wachstum von Plag. III einhergehen.

Kalinatronfeldspat sowie Plag. II und I sind größtenteils jünger als Plag. III. Das ist sehr deutlich an folgenden vier Merkmalen zu erkennen: 1. Kalinatronfeldspat umschließt oder verdrängt Plag. III (Kalinatronfeldspatization des Plagioklases, L. 15, S. 243). 2. Plag. II und I bilden Randsäume um Plag. III, siehe L. 15, S. 230, Abb. 5. 3. Kalinatronfeldspat, Plag. II und I sind meist xenomorph und 4. meist bedeutend einschlußärmer an fremden Gemengteilen. Auf Grund eingehenden Studiums dieser Erscheinungen glaube ich, den Einschlußreichtum von Plag. III so deuten zu dürfen, daß Plag. III als ältester heute vorliegender Feldspat die Hauptarbeit bei der metasomatischen Aufzehrung des älteren Starrgefüges (Hornblende-Biotit-Epidot-Titanit usw.) leistete und die jüngere Feldspatgeneration (Kalinatronfeldspat, Plag. II und I) nur mehr die bereits von Plag. III zubereiteten Fremdkörper einzuschließen bzw. zu verdauen hatte. Wir sehen aber bereits anlässlich der Beobachtung von Kalinatronfeldspat-Porphyroblasten in geaugtem Albitepidotamphibolit (S. 11), daß Kalinatronfeldspat sehr wohl fähig ist, die Pionierarbeit des metasomatischen Wachstums im fremden Albitepidotamphibolitgewebe zu leisten. Trotzdem ist im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis die hauptsächlichliche metasomatische Korrosions- und Verdauungstätigkeit färbiger Gemengteile dem Plag. III überlassen. Und daraus ist folgende Kristallisationsgeschichte kenntlich: Zuerst kristallisierte Plag. III

und das Gestein hatte damals einen granodioritischen Charakter, so wie wir ihn heute im Granodioritfisch (Keuchenkar) beobachten. Damals dürften teilweise noch die großen ursprünglichen Hornblenden der eindeutigen Biotit-Epidot-Pseudomorphosen in unserem Gesteinskörper vorhanden gewesen sein. Dann erst kam die Umbildung zu granosyenitischem Gneis bzw. zu Gneisgranosyenit mit Kristallisation vor allem des Kalinatronfeldspates und Plag. II und I. So ist zugleich auch das bedeutendste Charakteristikum unseres Gesteines, nämlich die allgegenwärtige Kalinatronfeldspatitisation des Plagioklases (in kontinuierlichen Übergangsstadien, L. 15, Abb. 15—18), mit der gesamten Gesteinsgeschichte ungezwungen und ganz natürlich zu verbinden.

Mitunter finden sich auch im Kalinatronfeldspat große, entweder unregelmäßige Einschlusskörper des nachbarlichen Biotit-Epidot-Titanitgefüges, wobei sämtliche Stadien der Korrosion gut zu beobachten sind. Oder Biotit-Epidotfasern durchziehen als unverlegte Einschlusszüge (si || se) den Kalinatronfeldspatkristall. Sogar Zonarperthit umschließt solches Biotit-Epidot-si (|| se), ohne die geringste Störung der zonarperthitischen Anordnung zu zeigen. Auch nach den Wachstumsflächen des Kalinatronfeldspatwirtes eingeregelt Biotiteinschlüsse (Wachstumsringe) sind vorhanden.

Bisher war bezüglich Plag. III nur von echten Fremdeinschlüssen aus dem präexistierenden Starrgefüge die Rede (= „falsche Fülle“ nach F. Angel). Dichte Mikrolithenschwärme von Hellglimmer und Klinozoisit („echte Fülle“ nach F. Angel) sind, wie schon in L. 15 näher ausgeführt wurde, in Plag. III und spärlich in Plag. II vorhanden. Ich fand mehrere Stellen in den Dünnschliffen des granosyenitischen Gneises, wo eindeutig eine räumliche Beziehung zwischen „echter“ und „falscher“ Fülle besteht. Große fremde Einschlusskörper in Plag. III (hauptsächlich Fetzen und Kornaggregate von Biotit, Chlorit, Epidot und Titanit, teilweise noch mit dem Nachhargewebe in Verbindung stehend) werden von harmonischen Mikrolithenschwärmen umringt (Hellglimmer, Klinozoisit) und der übrige hohle Raum des Albitkörpers beinhaltet weder Fremdeinschlüsse noch Mikrolithen. In manchen Fällen ist zu sehen, daß kleine Epidote, Biotite und Titanite in die harmonischen Mikrolithenschwärme miteingestreut sind. Sie lassen sich auf Grund von Übergangshildern durch Resorption und mechanische Aufsplitterung größerer in Albit eingeschlossener Fremdkörper (Epidot, Biotit, Titanit) erklären. In der Hauptsache sind die Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen in Plag. III und II des granosyenitischen Gneises jedoch als Neukristallisationen zu betrachten. Häufig sind sie nach kristallographischen Flächen des Wirtes (Plag. III) eingeregelt. Die oben mitgeteilten Beobachtungen der mitunter deutlich erkennbaren engen räumlichen Beziehung zwischen „falscher“ und „echter“ Fülle interpretiere ich genetisch als typisches Reaktionsgefüge im Sinne der Beobachtungen und Auffassungen solcher Mikrolithenschwärme von O. H. Erdmannsdörffer (L. 12) und F. K. Drescher-Kaden (L. 9). Nicht ein „alter Granitfeldspat“ unterlag Jahrtausenden nach seiner Genese einer sekundären Umwandlung, wie das mit Recht für die vergrüneten unterostalpinen Granite Graubündens mit ihrer „echten Fülle“ (Sausuritisation) anzunehmen ist. Nein! Ganz offensichtlich liegen in den granitischen, granosyenitischen bis dioritischen Zentralgneisen und Gneispluto-

niten der Hohen Tauern die Verhältnisse anders. Wohl ist auch hier „echte Fülle“ (harmonische Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen) vorhanden, sie ist jedoch in statu nascendi des Albits entstanden und zeigt enge Beziehungen zu seiner Kristallisationsgeschichte. Sie ist ein endometasomatisches Reaktionsgefüge unmittelbar im Gefolge des Hauptgesteinsprägungsaktes. Der im älteren Starrgefüge kristallisierende Plag. III reagiert auf Übersättigung und endometasomatische Einwirkung durch Ausfällung der harmonischen Mikrolithenschwärme. Später, nachdem die Pionierarbeit des Plag. III und teilweise auch Plag. II geleistet ist, kristallisiert Plag. I, welcher frei von Mikrolithen ist. In aplitischen Gneisen und manchen hellen Partien des granosyenitischen Gneises finden sich auch gänzlich ungefüllte, polysynthetisch verzwilligte, automorphe Albite (Plag. III), die deutlich das schon von E. Christa erkannte proportionale Verhältnis zwischen Mikrolithen und volumetrischem Anteil der dunklen Gemengteile im Gestein bestätigen. Ihr An-Gehalt ist nicht höher als der An-Gehalt der gefüllten Albite.

Ergänzungen zur Physiographie der Feldspate (L. 15) im Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis:

Plag. III (1 cm). Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 1 und 14%. Der Durchschnittswert aus 7 Messungen beträgt 6.6% An. Albitzwillingsgesetz berrscht vor. Periklinzwillinge wurden nur in 4% der Fälle (allerdings nur auf Grund der beobachteten Subtraktionsfarben bei Einschieben von Gips- α in die Regelstellung parallel den zu prüfenden Zwillingslamellen) beobachtet. Normaler Zonarbau mit Kern 14% An und Hülle 3% An wurde gemessen. Harmonische Mikrolithenfülle meist vorhanden (0.1 mm lange Hellglimmer- und 0.06 mm lange Klinozoisitmikrolithen). Mitunter kommen mechanische Störungen (Verbiegungen und Verwerfungen der polysynthetischen Zwillingslamellen) vor. Etwa 40% der Plag.-III-Körner liegen als Einschlüsse in Kalinatronfeldspat eingebettet.

Plag. II (2 mm). Der Anorthitgehalt beträgt 4–5% (3 Messungen). Das Albitzwillingsgesetz herrscht. Periklinzwillinge (mit obiger Beobachtungseinschränkung) wurden in 3% der Fälle, Karlsbader Komplexzwillinge nur in 1% der Fälle beobachtet. Etwa 25% der Plag.-II-Körner finden sich in Kalinatronfeldspat eingeschlossen.

Plag. I (1 mm). Der Anorthitgehalt beträgt 1–3% (2 Messungen). Definitionsgemäß (L. 15) treten Zwillinge nur als Einfachzwillinge auf. Unter diesen ist das Periklingesetz relativ häufiger vertreten als in Plag. III und II. Herrschend ist zwar auch hier das Albitgesetz. Aber in 20% der beobachteten Einfachzwillinge wurde das Periklingesetz festgestellt (teilweise mit U-Tisch überprüft). Einschlüsse in Kalinatronfeldspat sind äußerst selten.

Kalinatronfeldspat (1.8 cm). Weitaus vorherrschend ist der Typus: Knaf. III. Selten findet sich Knaf. II. Der Achsenwinkel $2V_{\alpha}$ (31 Messungen) schwankt zwischen 54 und 84° (L. 15, S. 279). Die Auslöschungsechiefe α/P auf Spaltblättchen nach M beträgt 3.5–4°. Häufig ist ein schwacher Zonarbau des Kalinatronfeldspates durch abweichende Dunkelstellung von Kern und Hülle am U-Tisch kenntlich. Dieselbe Erscheinung wurde auch von Th. Hügi (L. 29) an syenitischen Gesteinen des östlichen Aarmassivs beobachtet. Karlsbader Zwillinge sind im granosyenitischen Gneis und Gneisgranosyenit seltener als im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkeres. Von 77 ganzrandig in Gneisgranosyenit beobachteten Kalinatron-

feldspatkörnern mit Korndurchmesser $> 1.5 \text{ mm}$ fand ich hloß 15% als Karlshader Zwillinge entwickelt.

Quarz (1 mm). Stets xenomorph und einschlußfrei. Entweder spiegelklar auslöschendes oder schwach undulöses Korn. Dem allgemeinen Zurücktreten des Quarzes in unserem Gestein entspricht auch die große Seltenheit von Myrmekit und granophyrischen Bildungen. Myrmekitische Quarzstengel im Randsaum eines rings von Kalinatronfeldspat eingeschlossenen Albitkornes fand ich in flasrigem, granosyenitischem Gneis vom Winklerhalfen-N-Ahsturz bei Mallnitz. Sonst konnte ich in keinem der vielen granosyenitischen Gesteinsschliffe zwischen Badgastein und Mallnitz Myrmekit beobachten. Granophyrische Bildungen sind ebenfalls höchst selten und wurden nur in dem erwähnten hybriden aplitischen Randsaum des Epidositisches gefunden (S. 20). Bezeichnenderweise fand auch R. Staber nur in einem einzigen seiner Dünnschliffe Myrmekit, u. zw. ebenfalls vom Winklerhalfen-N-Hang. Es fehlen im granosyenitischen Gestein auch idiomorphe Quarzeinschlüsse in Feldspat, wie sie S. Prey (1937) erstmals beschrieb (Sonnblick-Kern) und sie später auch vom Verfasser im granitischen Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes gefunden wurden. Quarz kristallisiert also erst recht spät in unserem Gestein und übt wenig aggressive endometasomatische Wirkung aus. Daß Quarz in den Hohen Tauern auch metasomatisch sehr aggressiv sein kann, hat G. Frasl im granitischen Sulzbachkern im Oberpinzgau gefunden, wo Feldspat von Quarz verdrängt und eingeschlossen wird (nach freundlicher mündlicher Mitteilung und Demonstration der betreffenden Dünnschliffe von Herrn Dr. G. Frasl).

R. Staber beobachtete, daß Quarz sich häufig in Begleitung der Biotit-Epidothäufchen im granosyenitischen Gneis findet, was ich nachträglich an meinem Material ebenfalls bestätigt fand. R. Staber leitete deshalb den Quarzgehalt des granosyenitischen Gneises zum Teil vom Zerfall der Hornblende ab und stellte diesbezügliche Formeln auf und gab volumetrische Berechnungen an. Nach seiner Berechnung könnte etwa die Hälfte der im granosyenitischen Gneis befindlichen Quarzmenge den Stoffen entstammen, welche bei dem Zerfall der Hornblende frei werden.

Kalzit (1.7 mm). Sehr charakteristischer syngenetischer Gesteinsgemengteil. Optisch einheitliche große Körner mit angeprägten Spaltlinien und regelmäßiger, selten etwas verbogener oder verworfener polysynthetischer Zwillinglamellierung. In durchaus frischem Gesteinsmaterial aus den Stollen vorhanden. Sekundäres Verwitterungskarbonat in unfrischen Gesteinsproben bildet filzige, feinkörnige Aggregate und läßt sich in den betreffenden Fällen meist deutlich vom syngenetischen Kalzit unterscheiden. Eine exakte Unterscheidung von Dolomit wurde bisher noch nicht vorgenommen.

Zu beobachten sind einerseits die großen xenomorphen Körner des Gesteinsgewebes, welche ebenso wie Quarz einschlußfrei oder äußerst einschlußarm sind und offensichtlich die jüngsten syngenetischen Gesteinsgemengteile unseres Gesteines darstellen. In diesem Kalzit beobachtete ich Einschlüsse von Quarz.

Andererseits gibt es automorphe Kalziteinschlüsse in Kalinatronfeldspat und seltener in Albit. Diese offensichtlich etwas älteren Kalzite besitzen bedeutend kleinere Korngröße (0.4 mm); streng idiomorphe Formen sind sehr selten (z. B. idiomorphes Kalzitrhomboeder von $0.17 \times 0.11 \text{ mm}$ Durch-

messer in Kalinatronfeldspat des Gneisgranosyenits vom Sigismundstollen). In der Regel handelt es sich um bloß teilweise idiomorph begrenzte Kalziteinschlüsse in Feldspat. An einer Stelle (Schliff Nr. Se 215) wurde beobachtet, daß ein xenomorphes Kalzitkorn des granoblastischen Gesteinsgewebes idiomorphe Begrenzung gegen Kalinatronfeldspat aufweist.

Nicht in allen Dünnschliffproben des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises wurde Kalzit gefunden. Er ist also nur ein akzessorischer Gemengteil. Trotzdem stellt er einen wesentlichen syngenetischen Gesteinsbestandteil dar, da sein volumetrischer Anteil am Gneisgranosyenit und granosyenitischen Gneis häufig 1 Vol.-% übersteigt und im Gesamtdurchschnitt etwa 0.5 Vol.-% ausmacht (Übereinstimmung mit Stabers Messung und Berechnung).

Der hohe Kalzit-Gehalt des Gneisgranosyenits und granosyenitischen Gneises ist eine sehr bemerkenswerte Tatsache und über jeden Zweifel sekundärer Verwitterungsbildung oder hystero gener hydrothermalen Genese erhaben. Die Beobachtungen erweisen eindeutig, daß es sich um einen syngenetischen Gesteinsbestandteil handelt. Tatsächlich paßt Kalzit in unsere Albitepidotamphibolit-Mineralfazies trefflich hinein (S. 38). Es ist wohl eindeutig, daß kalzitführende Plutonite wie die Gesteine der Tauerngranitfamilie besonderen Bildungshedingungen unterliegen (Zentralgneisfazies).

4. Gneisphyllonite und kataklastische Reibungsbreccien

Spätere (hystero gene) mechanische Beanspruchung und Deformation unter pt-Bedingungen, welche gegenüber den Verhältnissen der Hauptgesteinsprägung (Tauernkristallisation) einen Schwachwirkungsbereich darstellen, formten aus dem granosyenitischen Gneis regressiv metamorphe Gesteine, die bloß lokal innerhalb der Romatedecke auftreten. Die noch von echt orogenen Durchbewegungen betroffenen Gneisphyllonite finden sich hauptsächlich im S, u. zw. im Bereich der steilen Mallnitzer Rollfalte am Winklerbalfen bei Mallnitz. Man findet aber auch in der übrigen Romatedecke mitunter lokale Phyllonitonen. Die kratonischen Reibungsbreccien treten an den noch viel jüngeren germanotypen Kluft- (Gang-) und Reibungs- (teilweise) Verwerfungszonen auf, die das Gehirge bereits diskordant durchschneiden.

Phyllonit aus granosyenitischem Gneis. Winklerbalfen bei Mallnitz. Ebenso wie der granitische Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes ist auch der granosyenitische Gneis der Romatedecke bei Mallnitz phyllonitisiert. Es setzt gleichzeitig mit der Phyllonitisation intensive Verquarzung ein.

Der Übergang vom gewöhnlichen granosyenitischen Gneis zu muskowitzreichen, feingefälteten oder stengeligen Gneisphylloniten ist am Winklerbalfen bei Mallnitz besonders gut zu studieren: Weg von der Aussichtswarte P. 1306 auf dem waagrechten Fußsteig nach S. Aus dem gewöhnlichen granosyenitischen Gestein gehen über muskowitzführende Biotitgneise feingefältete, muskowitzreiche Phyllonite hervor mit zusammenhängenden Muskowit-Biotitlagen und wellig gefältelter bis stengeliger Textur. Die markante Strömung des Hauptbruches gibt sich im Querbruch als Faltenachse isoklinaler Falten mit 1 cm großer Faltenamplitude zu erkennen. Die Quarz-Feldspatzeilen des Längs- und Querbruches sind 0.5 mm mächtig.

Im Schliff senkrecht B sind beide Glimmer teilweise verbogen, jedoch größtenteils in unverbogenen Polygonalzügen angeordnet. Die Kleinfältelung ist also parakristallin

in bezug auf Biotit und Muskowit. Die Quarz-Feldspat-Zeilen sind in den Falten-scheiteln verdickt. Quarz zeigt isometrische oder in s gelängte Körner und löst sich teilweise spiegelglatt aus. Die Feldspate sind mit den Typen: Knaf. III und II und Plag. II und I vertreten und häufig in s gelängt. Größere Individuen bilden Augen. Nebengemengteile: Viel Apatit, wenig Epidot, Chlorit, Titanit, Magnetit, Zirkon und Orthit.

Aus dem Gebiete der übrigen Romatedecke seien bloß einige Beispiele lokaler Phyllonisationszonen genannt: Chloritischer Gneisphyllonit an der Naßfelder Straße, etwa 200 m südsüdwestlich Kesselfall. Gneisphyllonit im Sigismundstollen Meter 89, begleitet von wirrefalteten Chloritphylliten. Auch im Radhausberg-Unterbaustollen finden sich gneisphyllonitische Lagen des granosyenitischen Gesteines, dessen Radioaktivität offensichtlich durch die hysterogene Phyllonitierung keine Verminderung erfahren hat (S. 49).

Kataklastischer Mylonit aus granosyenitischem Gneis. Nur die Kristallisation des Chlorits überdauerte im Gestein zum Teil noch die kratonischen Reibungsvorgänge der Klüfte und „Fäulen“, abgesehen von den hydrothermalen Kluftmineralien.

Es handelt sich um schmieriges chloritreiches Gestein. Feldspatporphyroklasten wittern mit bizarren Ecken und Kanten aus dem schmutziggrünen Grundgewebe aus. Der allmähliche Übergang vom granosyenitischen Gneis zum Kakirit kann gut am Knappensteig unter der Karschwelle des Radhausbergkares schrittweise verfolgt werden (L. 20). Weitere Beispiele für porphyroklastische Reibungsbreccien aus granosyenitischem Gneis finden sich auf der Halde des Hieronymusstollens (Radhausbergkar) und in der Mallnitzriegel-S-Flanke und Romatespitze-NW-Flanke.

Kristallisationsgeschichte, Metasomatose und Mineralfazies

Der Gesteinsbefund bringt folgende genetische Tatsachen bezüglich Kristallisationsgeschichte, metasomatischen Vorgängen und Mineralfazies der Gesteinsprägung.

Es besteht eine kristallisationsgeschichtliche Übergangsreihe vom albitepidotamphibolitischen zum granodioritischen, vom granodioritischen zum granosyenitischen, vom granosyenitischen zum aplitischen Gestein und vom aplitischen Gestein über pegmatoide Partien zu hydrothermalen Quarz- und Karbonatgängen. Es sind zahlreiche metasomatische und endometasomatische Reaktionsgefüge vorhanden, welche den Beweis erbringen, daß diese Reihung zugleich eine zeitliche Entwicklung darstellt. Folgendes zeitliches Kristallisationsschema verdeutlicht diese Beziehung:

	Albitepidot- amphibolit	Gneis- granodiorit	Granosyen. Gn. u. Gneis- granosyenit	Aplit
Hornblende
Biotit, Epidot und Titanit
Albit
Kalinatronfeldspat
Kalzit		

Das ältere albitepidotamphibolitische Gestein wird durch Alkali-metasomatose in das granodioritische Gestein umgewandelt. Im beschriebenen basischen Fisch des Keuchenkares sind Amphibolitschollen mit aplitischen Reaktionsringen zu sehen. Zugleich mit der Homogenisierung dieses Mischgesteines stellen sich die 1 cm langen, automorphen Hornblende-säulchen ein und es entsteht der Gneisgranodiorit. Sein Feldspat ist Albit.

Kali-Metasomatose verursacht die Umformung des Gneisgranodiorites in den granosyenitischen Gneis bzw. Gneisgranosyenit. Das vorhandene Beobachtungsmaterial zeigt die schrittweise Überführung der Hornblende zu Biotit, Epidot, Titanit (Apatit, Orthit, Magnetit und Eisenglanz) und ebenso eine schrittweise Umwandlung des Albits zu Kalinatronfeldspat. Gleichzeitig wird Kalzit zu einem wichtigen gesteinsbildenden Gemengteil. Das gewöhnliche granosyenitische Gestein führt mitunter noch etwas Hornblende; Albit ist stets vorhanden; jedoch herrscht im granosyenitischen Gestein der Kalinatronfeldspat und jeder Schriff zeigt die charakteristischen Umwandlungsercheinungen von Albit zu Kalinatronfeldspat.

Durch Zurücktreten der dunklen Gemengteile erfolgt der Übergang vom granosyenitischen Gestein zum aplitischen Gestein, das stets Kalinatronfeldspat-Vormacht besitzt. Endlich finden wir an auseinanderliegenden aplitischen Knauern die Übergänge zu pegmatoidem Material und von diesem zu hydrothermalen Quarz-Karbonat-Eisenglanz-Chloritbildungen. Diese stehen mit den diskordanten Goldquarzgängen des Radhausbergrevieres und den Klüften des Gasteiner Thermalsystems in räumlichem und zeitlichem Zusammenhang.

Die wichtigsten metasomatischen und endometasomatischen Reaktionsgefüge dieses Entwicklungsprozesses sind folgende:

1. Verdrängung der blaugrünen älteren Hornblende durch Biotit, Epidot, Titanit (Apatit, Orthit, Magnetit, Eisenglanz) und durch eine ebenfalls blaugrüne jüngere Hornblende. Die blaugrüne Großhornblende des Gneisgranodiorites geht in die Biotit-Epidot-Pseudomorphosen nach Hornblende des granosyenitischen Gesteines über (Abb. 2 und Tafel 14, Fig. 3).

2. Endometasomatisches (porphyroblastisches) Wachstum von Albit in einem älteren Starrgefüge färbiger Gemengteile (Hornblende, Biotit, Epidot, Titanit usw.). Längs der Grenzen basischer Fische gegen aplitische Substanzen wurde metasomatisches Eindringen von Albitporphyroblasten in das Starrgefüge des älteren basischen (meist albitepidot-amphibolitischen) Materials in modellförmiger Klarheit beobachtet. Ganze Schollen des zusammenhängenden älteren Gesteinsgewebes werden von den Albitporphyroblasten umwachsen und in ihrem Kristallkörper wie in einer Muscums-Glasvitrine konserviert (Abb. 4 und Tafel 14, Fig. 2).

Der granodioritische Gesteinstyp zeigt das Stadium der Albitisierung des älteren albitepidotamphibolitischen Gesteinsbestandes auf. Er ist räumlich nur mehr reliktsch in Form weniger Meter mächtiger Reaktionszonen (Mallnitzriegel) und basischer Fische (Keuchenkar) erhalten. Der granodioritische Gesteinstyp unserer Serie ist im wesentlichen noch frei von Kalinatronfeldspat.

Vor allem läßt aber das mikroskopische Bild des erst später durch Kalimetasomatose entstandenen granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits auf ein älteres granodioritisches Stadium rückschließen, welches

das Gestein vor der Kalimetasomatose durchlaufen hat. Überzeugend sind nicht nur die Pseudomorphosen nach Hornblende, sondern vor allem die höchst charakteristische einschlußreiche Ausbildungsweise der großen Albitkristalle (Plag. III). Was wir an den aplitischen Grenzen der basischen Fische in modellförmiger Klarheit beobachteten, sehen wir nun in jedem Dünnschliff des gewöhnlichen granosyenitischen Gesteines in kleinerer, aber doch sehr charakteristischer und analoger Form. Die großen Albitkristalle (Plag. III) umschließen massenhaft älteres Starrgefüge von Biotit, Epidot, Titanit (Hornblende, Apatit, Orthit und Magnetit). Häufig stehen diese Fremdeinschlüsse mit dem Nachbargewebe noch in ungestörtem, ursprünglichem Zusammenhang. Es handelt sich also um die typische „falsche Fülle“ nach der Terminologie von F. Angel. Die großen Albite (Plag. III) sind bedeutend reicher an Fremdeinschlüssen als die kleineren jüngeren Albite (Plag. II und I) und der ebenfalls jüngere Kalinatronfeldspat. Daraus ist die Folgerung zu ziehen, daß die großen Albite (Plag. III) bereits in einem zeitlichen Stadium, welches dem Erscheinen der kleinen Albite (Plag. II und I) und des Kalinatronfeldspates vorausgeht, die metasomatische Pioniertätigkeit vollbrachten und sich metasomatisch in das ältere Starrgefüge der farbigen Gemengteile hineinfraßen.

3. Der Typus Plag. III führt meist neben den genannten eindeutigen Fremdeinschlüssen („falsche Fülle“) auch harmonisch im Albitkorn verteilte Mikrolithen von Hellglimmer und Klinzoisit („echte“ Fülle nach der Terminologie von F. Angel). Sowohl im granodioritischen als auch im granosyenitischen Gestein wurde mehrfach beobachtet, daß die Mikrolithen nicht gleichmäßig im betreffenden Albitkorn verteilt sind, sondern wie ein Bienenschwarm die schollenförmigen Fremdeinschlüsse umgeben und in den einschlußfreien Teilen des betreffenden, einheitlich polysynthetisch gegitterten Albitindividuums fehlen. Unter den Hellglimmer- und Klinzoisitmikrolithen finden sich manchmal auch Mikrolithen von Epidot, Titanit, Biotit, Chlorit und Kalzit. Meine genetische Interpretation schließt an die jüngst von O. H. Erdmannsdörffer und F. K. Drescher-Kaden gegebene, mit E. Weinschenk und E. Christa und bezüglich der Metasomatose auch mit H. P. Cornelius im allgemeinen übereinstimmende Erklärung an. Ich sehe in den harmonischen Mikrolithenschwärmen der granitischen, granosyenitischen bis dioritischen Tauerngesteine in erster Linie endometasomatische Reaktionsgefüge. Die Tatsache, daß ungefüllter, polysynthetisch verzwilligter Plagioklas keinen höheren Anorthitgehalt besitzt als der gefüllte Albit, legt gegen die Theorie der sekundären Entstehung der Mikrolithen aus An-reichem Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) Zeugnis ab (siehe S. 18, 21, 30 und L. 18).

4. Korrosionserscheinungen an den farbigen Gemengteilen. Im granodioritischen, granosyenitischen und aplitischen Gestein sowie in den geaugten, gebänderten und überhaupt mit aplitischen Suhstanzen grohgemenigten albitepidotamphibolitischen Gesteinen unserer Serie zeigen die farbigen Gemengteile stets intensive Anzeichen von Korrosion. Protuberanzförmige, fahnen-, fetzen-, schollen- und fransenförmige Auflösung der Ränder von Hornblende, Biotit, Epidot und Chlorit sind bezeichnend. Titanit ist verhältnismäßig widerstandsfähig und liegt noch in Form von Titanitkränzen auch dort vor, wo die übrigen farbigen Gemengteile bereits gänzlich (kontinuierlich verfolgbar) aufgelöst sind.

5. Kalinatronfeldspatiation des Albits. Dieses Reaktionsgefüge ist ein Hauptcharakteristikum des granosyenitischen Gneises, Gneisgranosyenits und der aplitischen Partien. Ausführliche Beschreibung siehe L. 15. Zusammen mit der Biotitisierung der Hornblende legt die Kalinatronfeldspatiation des älteren Albits Zeugnis für die Kalimetasomatose ab, welche das ältere granodioritische Material zum granosyenitischen Gneis, Gneisgranosyenit und aplitischen Gneis umgeprägt hat.

6. Inverszonarer Albit findet sich nur in den feinkörnigen dunklen Alpitepidotamphiboliten (S. 10) und fehlt den alkalimetasomatischen (granitisierten) Produkten, also dem granodioritischen, granosyenitischen und aplitischen Gestein vollkommen, was mit den diesbezüglichen Erfahrungen in den Hohen Tauern (F. Angel, Ch. Exner) übereinstimmt. Für die Kristallisation der gegenüber dem anorthitarmen Kern etwas anorthitreicheren Hülle der betreffenden inverszonaren Albite wird man ähnlich wie bei der Mikrolithenausfällung an lokale Konzentrationsverhältnisse denken: Einfluß des Ca-reichen „Wirtes“ auf die Alkali-„Zufuhr“.

7. Normale Zonarstruktur des Albits ist in schwacher und niemals an liquidmagmatische Kristallisation erinnernder Ausbildungsweise (L. 15, Abb. 5, S. 230) häufig im granodioritischen und granosyenitischen Gestein vorhanden. Auch im Kalinatronfeldspat findet sich Zonarstruktur (gesondertes Auslöschern von Kern und Hülle und die Erscheinung des Zonarperthits). Die Zonarperthite sind keineswegs durch liquidmagmatische Kristallisation zu erklären, da helizitische Einschlußzüge des Grundgewebes gefunden wurden, die durch Zonarperthit hindurchziehen.

8. Albitisation des Kalinatronfeldspates (Schachbrettalbitisation). Streng lokal beschränkt auf gewisse Grenzzonen der basischen Fische und auf hystergene Reibungsbreccien in den „Fäulen“-Zonen. Im gewöhnlichen granosyenitischen Gestein jedoch wird Schachbrettalbit niemals angetroffen (45 Dünnschliffe). Diese Tatsache ist deshalb besonders bemerkenswert, weil die Gneisserien im Liegenden und Hangenden des granosyenitischen Gneises ungemein reich an Schachbrettalbit sind (Woiskenmulde und Siglitzgneis, L. 20 und 19). Es liegt hier also die vom Verfasser erkannte Regel der Horizontbeständigkeit des isochoretischen Lösungsumsatzes vor. In räumlich eng begrenzten, lokalen Zonen, wo der granosyenitische Gneis mit einem kalinatronfeldspatfreien albitreichen Gestein (z. B. Gneisgranodiorit, Epidosit oder gewisse Albit-epidotamphibolite) in Reaktion tritt, kommt es zum „Umschwung des Alkaliverhältnisses“ (K. H. Scheumann, L. 59, S. 425, und R. Schwinner, L. 60). Das heißt, es bildet sich hier offenbar zunächst eine Konzentration im Lösungsumsatz, die der mobilen Zufuhr (D. S. Korjinsky 1936, Lehrbuch von Turner, L. 65, S. 51 ff.) untertan ist (Kalimetasomatose), und dementsprechend kristallisiert zunächst der Kalinatronfeldspat so wie überall im granosyenitischen Gneis und seinen aplitischen Begleitern. Dann aber kommt ein Zeitpunkt, in dem die Konzentration des Lösungsumsatzes an Ort und Stelle durch die stagnierende (D. S. Korjinsky), dem ursprünglichen Na-Reichtum des Wirtgesteines entsprechende Stoffgruppe wieder rückerobert wird. Und so beobachten wir gerade nur an der Grenzserie des granodioritischen Fisches (Keuchenkar) und des Epidositfisches (Romate-N-Wand), daß der zuerst gebildete Kalinatronfeldspat sekundär schachbrettalbitisiert wird. Für den gesamten Stoffhaushalt des grano-

syenitischen Gesteines handelt es sich um eine nebensächliche Erscheinung, die z. B. auf einige Zentimeter bis Meter der Grenzregion des betreffenden basischen Fisches (Keuchenkar) beschränkt ist. In theoretischer Hinsicht ist die Erscheinung jedoch sehr bedeutsam, weil sie zeigt, daß das „Wirt“-Gestein die Konzentration des Lösungsumsatzes, aus dem die Kristallisation der Feldspate erfolgt, aktiv beeinflußt. In viel größerem Maßstabe wurde die analoge Erscheinung im sedimentogenen Granitisationshof des granitischen Hölltor-Rotgüldenkernes vom Verfasser nachgewiesen (L. 20).

Das Auftreten von Schachbrettalbit in den diaphthoritischen Kakiriten der „Fäulen“ entspricht hysterogenen hydrothermalen Kristallisationen, welche mit dem Haupttakt der Gesteinsprägung nichts mehr zu tun haben.

9. Myrmekit und granophyrische Verwachsungen. Äußerst selten in unserem Gestein (S. 31). Der gegenüber anderen tauerngranitischen Gesteinen mengenmäßig in unserem Gesteinskomplex ja sehr zurücktretende Quarz entwickelt dementsprechend auch kaum eine metasomatische Aggressivität. Hingegen sind die granitischen Gneise im Liegenden (Hölltor-Rotgüldenkern) sehr reich an Myrmekit und auch im Siglitzgneis findet sich Myrmekit häufiger als im granosyenitischen Gneis, in dem er eine ganz seltene Ausnahme darstellt.

10. Mikroklin-Porphyroblasten in geaugtem biotitreichem Albitepidotamphibolit. Es handelt sich hier um ein neues Vorkommen eindeutiger Mikroklinporphyroblasten mit helizitischem Einschlußgefüge des präexistierenden Grundgewebes, das sich den drei anderen vom Verfasser gefundenen Lokalitäten anschließt (L. 18, S. 9 und 10).

Die Haupt-Gesteinsprägung des vorliegenden Gesteinsmaterials vollzog sich unter den mineralfaziellen pt-Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies. Dieser Terminus von F. J. Turner (1948, L. 65) deckt sich im wesentlichen mit der Epidotamphibolitfazies von P. Eskola (L. 13). Durch das Vorsetzen des Wortes „Albit-“ hetont F. J. Turner, daß sich Epidotamphibolite zwar auch in der Amphibolitfazies mitunter finden, wo statt des Albits ein Oligoklas bis Andesin in den betreffenden Epidotamphiboliten herrscht (z. B. in gewissen Epidot- und Zoisitamphiboliten der Koralpe, A. Kieslinger, P. Beck-Mannagetta); aber es sollen nur die echten albitepidotamphibolitischen Paragenesen in der „Epidotamphibolitfazies“ von Eskola inbegriffen sein; weshalb Turner zur schärferen Fixierung dieses Umstandes die Umbenennung in: Albitepidotamphibolitfazies durchführt. Da es nun für die mineralfazielle Einstufung des granosyenitischen Gneises sowie der meisten Tauerngneisgranite überhaupt von grundlegender Bedeutung ist, daß die Albitepidotamphibolitfazies eine regelrechte Mineralfazies darstellt, die sowohl bei progressiver wie bei regressiver Metamorphose erreicht wird, sofern die für diese Mineralfazies gültigen pt-Bedingungen herrschen, und da es sich hier auch um Paragenesen handelt, die besonders auf Erkenntnisse F. Beckes und somit auf das Gebiet der Hohen Tauern zurückgehen, so sei mit Nachdruck auf den diesbezüglichen Hinweis im Buche von P. Eskola (1939, L. 13, S. 355) verwiesen.

Das in Fig. 24, S. 91, in Turners Lehrbuch abgebildete ACF-Dreieck für quarzhältige Gesteine der Albitepidotamphibolitfazies mit Kali-Überschuß (ohne die dort eingeklammerten Minerale der höher temperierten Subfazies) entspricht dem Gesteinsbestand unseres granosyenitischen Gesteines und seiner basischen Fische und aplitischen Grobmengungen. Das Zusammenvorkommen von blaugrüner Hornblende, Biotit, Epidot, Albit, Kalinatronfeldspat, Quarz, Kalzit und teilweise Muskowit ist in diesem Diagramm verzeichnet. Der Grünschieferfazies nähert sich unsere Gesteinszone durch das Instabilwerden der Hornblende und das Erscheinen des Chlorits. Jedoch erst die Phyllonite des granosyenitischen Gneises und die hydrothermalen Knauern, Gänge und Reibungsmylonite („Fäulen“) gehören in die Grünschieferfazies. Sie sind auch geologisch deutlich als hystero gene Fazies zu erkennen.

Die Hauptgesteinsprägung der Romatedecke vollzog sich somit unter den Verhältnissen der Albitepidotamphibolitfazies. Hystero gene Bildungen der Grünschieferfazies sind gut zu beobachten. Keine beobachtbaren Merkmale hingegen sind von älteren (proterogenen) Zuständen unseres granosyenitischen Gesteinsmaterials erhalten. Die Tauernkristallisation (Albitepidotamphibolitfazies) hat hier ältere Zustände vollkommen verwischt. Mit der Tauernkristallisation endet daher die petrographisch genetische Untersuchungsmöglichkeit im Raume der Romatedecke und wir sind zur hypothetischen Rekonstruktion einer vor-tauernkristallinen Amphibolitfazies auf stratigraphische, petrographische und tektonische Untersuchungen in den Bereichen der weiteren Umgebung der östlichen Hohen Tauern angewiesen, worauf hier nicht näher eingegangen werden kann. Im folgenden Schema sind die mineralfaziiellen Verhältnisse in Übersicht gebracht:

Amphibolitfazies:	Albitepidotamphibolitfazies:	Grünschieferfazies:
Ohne beobachtbare Kennzeichen in der Romatedecke	Hauptgesteinsprägung (Tauernkristallisation) der Romatedecke	Hystero gene Prägungen
<p>?</p> <p>(Hypothetisches altes Grundgebirge nach Art des ostalpinen Altkristallins, Gerölle in der Grauwackenzone im Gainfeldkonglomerat nach den Funden von W. Heissel)</p> <p>?</p>	<p>Albitepidotamphibolit-Fische und -Schollen</p> <p>Gneisgranodiorit</p> <p>granosyenitischer Gneis und Gneisgranosyenit</p> <p>Aplitische und pegmatoide Gesteine</p>	<p>Phyllonite des granosyenitischen Gneises</p> <p>Hydrothermale Knauern und Gänge (Erzgänge)</p> <p>Reibungsmylonite („Fäulen“)</p>

Herr Kollege Dr. W. Heissel hatte die Freundlichkeit, uns im Sommer 1950 zu den Gneisgeröllen des Gainfeldkonglomerates (L. 26) in der Grauwackenzone bei Bischofshofen zu führen. Diese dürften Abkömmlinge des alten Grundgebirges sein, welches die stratigraphische Basis der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern (Trias und Bündner Schiefer) darstellte.

Vergleiche

Der feldgeologische Befund erweckt den Eindruck, daß der granosyenitische Gneis aus einem älteren albitepidotamphibolitischen Starrgefüge (Paläosom: Farbige Gemengteile) und einer jüngeren aplitischen Mobilisation (Neosom: Feldspate, Quarz und Kalzit. Ichoretischer Lösungsumsatz) hervorgegangen ist. Das mikroskopische Bild zeigt, daß die metasomatischen Reaktionsgefüge zwischen basischen Fischen und aplitischer Substanz bezüglich Erscheinungsbild und zeitlicher Folge den im granosyenitischen Gneis selbst beobachteten endometasomatischen Reaktionsgefügen entsprechen. Offensichtlich stellt unser Gestein ein Beispiel für besonders reichliche und lang andauernde metasomatische Vorgänge dar. Nun ist es wohl bekannt, daß auch die Kristallisationshypothese aus flüssigem Magma mit Hilfe des Bowenschen Reaktionsprinzips endometasomatische Erscheinungen im Zuge magmatischer Kristallisation und Wiederauflösung der schon kristallisierten Minerale durch Restlösungen erklären kann. Daß jedoch ein Bild derartigen Reichtums an metasomatischen und endometasomatischen Erscheinungen wie im vorliegenden Fall durch liquidmagmatische Kristallisation erklärt werden könnte, scheint mir doch recht unwahrscheinlich. Die metasomatische Granitisationstheorie dürfte dem hier vorliegenden Erscheinungsbild besser gerecht werden. Im Liegenden und Hangenden des granosyenitischen Gneises (Woiskenuhle im Radhausberg-Unterbaustollen L. 18 und 20, und Siglitzgneis mit sedimentärer Hülle im Siglitz-Unterbaustollen L. 19) sind Tatsachen bekannt, die eindeutig für metasomatische Granitisation, u. zw. während der alpidischen Orogenese sprechen. Natürlich stellt die Anwendung der metasomatischen Granitisationstheorie für unser deckenförmig gelagertes und teilweise regellos körniges Gestein (Gneisgranosyenit) bedeutend höhere Anforderungen an die Phantasie des Geologen, der das Gestein durch metasomatische Alkalizufuhr in albitepidotamphibolitischen Altbestand während der alpidischen Orogenese an Ort und Stelle — also nachdem die Romatedecke bereits auf der Woiskenuhle lag — interpretieren möchte. Deshalb ist Vorsicht geboten und sind Ergebnisse weiterer Untersuchung abzuwarten.

An Vergleichen mit anderen alpinen Syeniten stehen dem Verfasser Literaturstudien und wenig eigene Erfahrung zur Verfügung. Der zu den periadriatischen Intrusiva zählende Syenit von Biella (O. Amatucci 1934 und V. Novarese 1943) verhält sich zu unserem granosyenitischen Gneis von Badgastein-Mallnitz etwa so wie der Rieserferner-Tonalit (F. Becke) zu den tonalitischen Tauerngesteinen des Zillertaler Hauptkammes (E. Cbrista 1931). Der Syenit von Biella gehört also einer höher temperierten Mineralfazies (Amphibolitfazies) an, was neben seinen Kontaktbildungen auch durch den Bestand an gesteinsbildenden Mineralgemengteilen klar ist. Ihm fehlen Epidot, Klinozoisit und Hellglimmer. Die Hornblende ist im Dünnschliff grünlich braun und der Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 18—20%. Hingegen zeigen die Syenite des östlichen Aarmassivs (F. Weber 1904, Th. Hügi 1941) bedeutende Ähnlichkeit in mineralfazieller Hinsicht mit dem granosyenitischen Gestein von Badgastein-Mallnitz. Allerdings haben sie die bekannte Kataklastose der helvetischen Zentralmasse mitgemacht, welche unserem Gestein in solch intensivem Ausmaße fehlt. Besonders bemerkenswert z. B. sind die Zonarperthite

im Kalisyenit vom Piz Giuf, die F. Weber beschreibt und abbildet, so wie wir sie in unserem Gestein von Badgastein-Mallnitz gefunden haben. Auch die Aushildung der Epidote, des Orthites und der reichlichen radioaktiven Höfe in Biotit, welche vor allem an Orthit gebunden sind, ist analog. Über dem Aarmassiv transgrediert der vorpermische Verwitterungshorizont in nächster Nähe der Syenitaufschlüsse (Th. Hügi 1941). Sicherlich ein gewichtiger Einwand gegen die Vermutung alpidischer, metasomatischer Granitisation des granosyenitischen Gesteines von Badgastein-Mallnitz! Jedoch scheint auch im südlichen Aarmassiv alpidische Granitisation vorhanden zu sein, zumindest im südwestlichen Abschnitt nach H. Huttenlocher 1942.

Im Gebiete um Rotgülden (östlich von Badgastein) fand F. Angel granosyenitisches Gestein, das von R. Staber auch mikroskopisch untersucht wurde. Nach A. Winkler-Hermaden dürfte auch ein Teil des Sonnhlickkernes aus syenitischem Gestein hestehen; es sind auffallende Biotit-Epidotaggregate annähernd rechtwinkliger Umgrenzung vorhanden; nähere Untersuchung steht noch aus. Ähnliche, auffallend regelmäßig, annähernd rechtwinkelig begrenzte Biotit-Aggregate führt auch der Granodioritgneis des Maggialappens im Tessiner Penninikum.

Allgemeingeologische und petrologische Deutung

Zusammenfassend läßt sich zum gegenwärtigen Stand der petrologischen Deutung des granosyenitischen Gesteines von Badgastein-Mallnitz kurz folgendes sagen: Die ältere Auffassung (F. Becke) ordnete die sichtbaren amphibolitisch-aplitischen Grobmengungen zeitlich einer hochtemperierten Bildung zu, die wir uns etwa wie den Syenit von Biella mit seinen Kontakten vorstellen können; erst nachträglich wäre dann durch rückschreitende Metamorphose der derzeit niedrig temperierte Gesteinsbestand (Albitepidot-amphibolitfazies) geprägt worden. F. Angel hingegen trat dafür ein, daß sich die amphibolitisch-aplitischen Grobmengungen unter den pt-Verhältnissen der niedrigtemperierten Mineralfazies (Albitepidotamphibolitfazies) vollzogen. Die vorliegenden petrographischen Beobachtungen stützen diese Annahme von F. Angel. Als die Kristallisation der großen Feldspate vor sich ging, waren blaugrüne Hornblende und Epidot schon vorhanden. Letzterer wurde von den kristallisierenden Feldspaten reichlich als Einschluß aus jener Zeit konserviert. Der teilweise idiomorph gegen Feldspat abgegrenzte Kalzit ist ein Kronzeuge für die Kristallisation der Feldspate unter den pt-Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies. Die harmonische Regelmäßigkeit der beobachteten Reaktionsgefüge steht mit der Auffassung von F. Angel in vollem Einklang und ist nach der Meinung des Verfassers nicht mit der alten Beckeschen Ansicht vereinbar. Überhaupt fehlen beobachtbare Merkmale einer nach Becke vorauszusetzenden hochtemperierten Syenit-Gesteinsgesellschaft nach Art des Biella-Syenits. Soll man nur deshalb, weil derartige niedrigtemperierte Genese syenitischen Gesteines im Lehrbuch von Rosenbusch nicht vorgesehen war, an der alten Ansicht im Widerspruch mit dem Beobachtungsbefund festhalten? Dagegen lehnte sich bereits E. Weinschenk auf. Heute aber ist durch die Einführung moderner experimenteller (Goranson 1938, Bowen und Tuttle 1950) und feldgeologischer (Eskola, Wegmann u. a.) Erfahrungen, welche

Bildung granitischer, dioritischer und auch syenitischer Gesteine in niedrigtemperierten Bereichen (Albitepidotamphibolitfazies) bejaben, die Sachlage auch im Bereiche der Hohen Tauern besser fundiert (H. Leitmeier 1942).

F. Angel und R. Staber sprachen in ihren Arbeiten von einer halbpaläogenen, granosyenitischen „Intrusion“ unter den pt-Bedingungen der Ersten Tiefenstufe, also: Albitepidotamphibolitfazies und Grünschieferfazies. In der Weiterentwicklung dieser ja bereits 10—15 Jahre zurückliegenden Arbeiten wird man, den neueren Auffassungen metasomatischer Granitisation entsprechend, eher an Transformationen (Lösungsumsätze, nicht Schmelzfluß) präexistierenden Gesteinsmaterials mit Alkalizufuhr denken. Im Sinne der richtungsweisenden Synthese allgemeinpetrologischer Art von H. Ramberg (Chicago 1949, L. 50) ist also der alpine Zentralgneis und somit auch das vorliegende granosyenitische Gestein von Badgastein als Epi-Gneisgranit anzusprechen bzw. als Epi-Gneisgranosyenit mit den betreffenden gneisifizierten Varietäten, für die alle die gleiche, schwachtemperierte Mineralfazies (Zentralgneisfazies) leitend ist.

Wie groß der Anteil der alpidischen Orogenese einerseits und paläozoischer Orogenesen andererseits am Gesteinsprägungsakt des granosyenitischen Gneises und Gneisgranosyenits von Badgastein ist, läßt sich heute noch schwer abschätzen. Tatsache ist, daß sich „ichoretische Stoffumsätze“ bei der alpidischen Orogenese in unserem Gebiete vollzogen.

Beziehungen zwischen radioaktiven Höfen, Gesteinsradioaktivität und Metasomatose

Der Reichtum des granosyenitischen Gneises von Badgastein-Mallnitz an radioaktiven (pleochroitischen) Höfen und die physiko-chemisch ermittelte, außergewöhnlich hohe Gesteinsradioaktivität dieses Gesteines dürften ursächlich miteinander in Zusammenhang stehen. Vermutlich sind Uran und Thorium als isomorphe Beimengungen in den Orthit-, Epidot-, Titanit- und Zirkonkörnern, welche in den radioaktiven Höfen als Einschlüsse in Biotit, Hornblende und Chlorit beobachtet wurden, die hauptsächlich Erzeuger der Gesteinsradioaktivität. Wie wenig wir allerdings im allgemeinen und in unserem diesbezüglich noch nicht näher untersuchten granosyenitischen Gestein im besonderen über die Art der vermuteten isomorphen radioaktiven Beimengungen wissen, geht besonders aus neueren, diesbezüglichen zusammenfassenden Literaturdarstellungen hervor: Z. B. P. Niggli, L. 44, S. 412 ff., R. W. Wilson 1937 und E. F. Osborn 1939 (petrographische und radiumphysikalische Untersuchung des Val Verdentalits Südkaliforniens mit seinen basischen Fischen, im sieben Meilen langen Wasserversorgungstunnel der Umgebung von Los Angeles aus dem Colorado-Fluß).

Der Zusammenhang zwischen Gesteinsradioaktivität und Auftreten radioaktiver Höfe in den betreffenden Gesteinsdünnschliffen ist im Radhausberg-Unterhaustollen recht deutlich. Die gegenüber dem granosyenitischen Gestein merklich schwächer radioaktiven Gesteinsserien im Liegenden des granosyenitischen Gneises (Woiskenmulde und granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerkes im Radhausberg-Unterhaustollen und granitischer Gneis im Tauertunnel) zeigen auch bedeutend weniger radioaktive Höfe

(170 durchgesehene Dünnschliffe des Radhausberg-Unterbaustollens und Tauerntunnels). Kalinatronfeldspat führt der granitische Gneis des Hölltor-Rotgüldenkerkes im allgemeinen noch reichlicher als der granosyenitische Gneis. Kalinatronfeldspat übt also keinen entscheidenden Einfluß auf die Gesteinsradioaktivität aus. Natürlich ist mit der Durchsicht von Dünnschliffen biotitärerer (granitischer Gneis) und biotitreicherer (granosyenitischer Gneis und Woiskenuhde) Gesteine noch keine exakte Statistik bezüglich der Anzahl radioaktiver Mineralkörner möglich, weil deren Sichtbarwerden in radioaktiven Höfen im gewöhnlichen Gesteinsdünnschliff ja zugleich von der Häufigkeit der betreffenden pleochroitisch verfärbbaren Minerale (also hauptsächlich des Biotits) abhängt. Darum ist für eine exakte diesbezügliche Statistik die Anwendung der photographischen Methode nach I. Cnrie (1946) und E. E. Piccolo (1949) erforderlich, welche bisher für das Gasteiner Gebiet aus technischen Gründen noch nicht systematisch in Anwendung gebracht wurde. Herrn Kollegen Dr. F. Hergger danke ich für die freundliche Vorführung eines derartigen Präparates von granosyenitischem Gneis des Radhausberg-Unterbaustollens.

Für die im N und im S an das Gneisprofil: Radhausberg-Unterbaustollen-Tauerntunnel angrenzenden Gebiete stehen die Beobachtungen von M. Stark (L. 62) zur Verfügung, die ebenfalls an einer großen Anzahl von Dünnschliffen gewonnen wurden. U. zw. handelt es sich um die von M. Stark geologisch-petrographisch untersuchten Zonen der nördlichen Tauernschieferhülle des Gastein- und Großarltales bis zum Tauern-N-Rand sowie um das Gebiet unmittelbar südlich von Mallnitz bis zum Tauern-S-Rand, einschließlich der benachbarten Teile der Hochalm-, Reißbeck- und Sonnblickgruppe.

M. Stark beobachtete, daß der breite N-Flügel der Hohen Tauern in den sehr zahlreich von ihm untersuchten Gesteinen des Großarl- und Gasteinertales bis knapp an den Zentralgneis bei Hofgastein überhaupt keine radioaktiven Höfe führt mit Ausnahme eines einzigen diaphthoritischen Phyllitvorkommens, das wahrscheinlich aus älteren kristallinen Schiefem hervorgegangen ist. Alle die typischen Gesteine der unterostalpinen Klammkalkserie und der nördlichen Tauernschieferhülle, die M. Stark untersuchte, sind frei von radioaktiven Höfen (Kalk-, Quarzite, Kalk-, Serizit- und Quarzphyllite, Porphyroide, Grünschiefer, Chloritschiefer, Chloritoidschiefer, Serpentine, Kalkglimmerschiefer und auch kalkfreie Glimmerschiefer und Paragneise). „Erst in den tiefsten, dem Zentralgneis unmittelbar benachbarten Schiefem kann schwache pleochroitische Hofbildung sichtbar werden; ja auch in der zwischen Hochalm-Ankogel-Gneismasse und Sonnblick-Gneismasse eingeschalteten Hüllschiefermasse sind pleochroitische Hofbildungen ungewöhnlich; allgemein sind jedoch in mäßiger Zahl und Vollkommenheit pleochroitische Höfe in den Zentralgneisen und seinen unmittelbaren Begleitgesteinen anzutreffen, ohne die deutliche Ausbildung wie in vielen kristallinen Schiefem des Böhmerwaldes etwa zu erreichen“ (M. Stark).

Weiters gibt M. Stark eine detaillierte Darstellung seiner Nachforschung nach radioaktiven Höfen südlich Mallnitz und in den angrenzenden Gebieten. Er erwähnt deutliche radioaktive Höfe von unserem granosyenitischem Gestein bei Mallnitz und — was besonders auffallend ist und mit unseren Beobachtungen ebenfalls übereinstimmt — nur höchst spärliche radioaktive Höfe in den mächtigen Amphiboliten der Zone: Südliche Reißbeckgruppe—Mareseu—Ankogel. Auch in der südlichen Schieferhülle des Mülltales sind radioaktive Höfe nur spärlich vorhanden oder fehlen streckenweise ganz.

Zusammenfassend bemerkt M. Stark: „Insgesamt resultiert als merkwürdiges Ergebnis des Überblickes über die genannten Tauerngesteine, daß pleochroitische Höfe fest nur in den Zentralgneisen und den unmittelbar zunächst gelegenen Schiefem beobachtet werden, u. zw. auch nur in meist bescheidenen Anfängen und geringer Zahl.“

Übrigens gilt die Familie der granitischen bis dioritischen Tauernzentralgneise auch ans anderen Teilen der Tauern, soweit der Verfasser Einblick hat, als verhältnismäßig nicht reich an radioaktiven Höfen (z. B. E. Christa, Zemmgrund in den Zillertaler Alpen; G. Frasl, mündliche Mitteilung bezüglich des Sulzbachkernes im Pinzgau; H. P. Cornelius, Granatspitzkern). H. Leitmeier (1937, S. 290—293) fand außergewöhnlich reichlich pleochroitische Höfe führende Biotitschiefer in der Gesteinsserie der Smaragdlagerstätte des Habachtals. Die Höfe treten dort um Zirkon und Rutil in Biotit auf. Radioaktive Zirkone sind dort in Reihen angeordnet, welche verschiedene Biotitindividuen queren. Diese sehr auffallende Erscheinung sowie die übrigen Merkmale zeigen dort nach H. Leitmeier die jugendliche Entstehung der betreffenden radioaktiven Minerale an, womit meine Beobachtungen im granosyenitischen und granodioritischen Gestein (Abb. 2) übereinstimmen.

Aus dieser vergleichenden Zusammenstellung geht hervor, daß der granosyenitische Gneis von Badgastein-Mallnitz bezüglich seines Reichtums an radioaktiven Höfen im Dünnschliffbild eine Ausnahmstellung innerhalb der bekannten Gesteine der Hohen Tauern einnimmt, wie das auch bezüglich der physiko-chemisch gemessenen Gesteinsradioaktivität der Fall ist.

Vorliegende Gesteinsuntersuchung des granosyenitischen Gneises, seiner basischen Fische und aplitischen Teilbereiche zeigt, daß die albitepidot-amphibolitischen Fische bedeutend ärmer, teilweise sogar frei sind von radioaktiven Höfen. Offensichtlich besteht also ein Zusammenhang zwischen der Alkalimetasomatose, welche jedenfalls weitgehend für die Bildung des granodioritischen und granosyenitischen Gesteines maßgebend ist, und der Gesteinsradioaktivität. Tatsächlich fanden wir ja auch sehr auffallende mikroskopische Bilder (Abb. 2) mit massenhafter Anhäufung radioaktiver Höfe im neugebildeten Biotit, während die ältere Hornblende, auf deren Kosten der Biotit wächst, bedeutend ärmer an radioaktiven Höfen ist. Woher kommen also die radioaktiven Substanzen? Sind sie zugeführt oder waren sie schon vor der Alkalimetasomatose in irgendwelcher Form im Gestein vorhanden? Hier müßte eine weitere und mit anderen Methoden arbeitende, physiko-chemische Untersuchung einsetzen. Wir hegnügen uns damit, noch einige Hinweise zu dieser Fragestellung zu geben.

Unsere Beobachtungen stimmen mit M. Stark (1936) überein, der bereits zeigte, daß die amphibolitischen Gesteine der östlichen Hohen Tauern recht arm an radioaktiven Höfen sind. Und ebenso besteht Übereinstimmung mit den physiko-chemischen Untersuchungen von A. Weber (1936), der an 35 Gesteinsproben die gesamte Variationsbreite vom Aplitgranit bis zum Amphibolit innerhalb der Hochalm-Ankogelgruppe (Material der geologisch-petrographischen Aufnahme von Angel-Staber) bezüglich Radiumgehalt und Chemismus untersuchte und verglich. Er kam zu dem Resultat, daß der Großteil der aktiven Elemente sich in den aplitisch-pegmatoiden Restlösungen ansammelt und dementsprechend in die „injizierten“ Gesteine eingeht. Er stellt fest, daß auf Grund seiner Analysen und Messungen zweifellos innerhalb gewisser Grenzen eine Abhängigkeit zwischen Kieselsäure- und Alkali-Gehalt und dem Radiumgehalt der Gesteine in dem Sinne besteht, daß die basischen Gesteine schwächer aktiv sind.

An der Messungsreihe von E. Pohl im Radhausberg-Unterbaustollen (S. 49) fällt auf, daß die Aplite wenig radioaktiv sind. Und in Übereinstimmung der Messungen von A. Weher, G. Kirsch und E. Pohl ist der kieselsäure- und alkalireichere granitische Gneis des Hölltor-Rotgülden-

kernes weniger aktiv als der mehr basische granosyenitische Gneis der Romatedecke. Es scheint also, daß auch eine Abnahme der Gesteinsradioaktivität gegen das saure, aplitische bis granitische Gestein vorhanden ist. In diesem Sinne ist es denkbar, daß die besondere Bildungsweise unseres Gesteines, nämlich die Alkalimetasomatose in albitepidotamphibolitischem Altbestand, entscheidend ist für die Anreicherung der radioaktiven Substanzen im granosyenitischen Gneis.

Betrachten wir in diesem Zusammenhang die Orthit-, Epidot- und Titanitkristalle im jeweiligen Zentrum der radioaktiven Höfe des granosyenitischen Gneises nochmals etwas näher. Die petrographische Detailbeschreibung brachte Hinweise dafür, daß Epidot und Titanit, wahrscheinlich auch Orthit, teilweise aus Stoffen aufgebaut werden, die bereits in dem wenig radioaktiven albitepidotamphibolitischen Ursprungsgestein vor der Alkalimetasomatose vorhanden waren. Zwischen den aktiven und inaktiven Epidoten, Titaniten und Orthiten bestehen zwar im allgemeinen Größenunterschiede, indem die aktiven Epidote, Titanite und Orthite in der Regel recht klein bleiben, jedoch ist eine unverkennbare Parallelität ihrer mengenmäßigen Ausbildung zweifellos vorhanden. Beide sind, wenn man von den radioaktiven Höfen absieht, auf Grund ihrer Physiographie und ihres Auftretens im Gestein nicht scharf zu trennen. Nun ist daran zu erinnern, daß in unserem Gesteinsmaterial deutlich zu verfolgen ist, daß Epidot und Titanit in den Pseudomorphosen nach Hornblende auf Kosten der älteren blaugrünen Hornblende wachsen. Titanit siedelt zunächst am Rande und dringt allmählich gegen das Innere der Hornblende vor. Nach der chemischen Analyse von P. Paulitsch (L. 46) besitzt die blaugüne Hornblende 1.4 Gew.-% TiO_2 . Die große mengenmäßige Anreicherung von Orthit, Epidot und Titanit in den Pseudomorphosen nach Hornblende ist ein weiteres deutliches Zeichen für zumindest teilweise stoffliche Herkunft der diese Minerale aufbauenden Stoffe aus der älteren Hornblende. Es wäre also denkbar, daß auch die radioaktiven Orthite, Epidote und Titanite teilweise die Stoffe, aus denen ihre Kristalle aufgebaut sind, aus dem ursprünglich wenig radioaktiven Ursprungsgestein bezogen.

Aus anderen Kristallingebieten ist bekannt, daß Titanit und Orthit in granitisierten Zonen mit Vorliebe die hybriden Mischungsgebiete aus altem basischem und jungem saurem Gesteinsbestand besiedeln. A. Köhler hat für den Titanit der oberösterreichischen granitisierten Amphibolite schon vor vielen Jahren eine derartige Herkunft des Titangehaltes aus der Hornblende des alten Amphibolites erkannt und in neuerer Zeit wiederum betont (1948). Über das Verhalten des Titans in verschiedener Mineralfazies und über den geochemischen Zyklus des Titans siehe: H. Ramberg (1948, L. 49). Für Orthit wurde eine regelmäßige Verteilung und besondere Anreicherung in anatektischen Gebieten des mittleren Schwarzwaldes erst jüngst von G. Rein (1947) beschrieben.

Der Fragenkreis, woher die radioaktiven Substanzen, von denen man annimmt, daß sie als isomorphe Beimischungen am Aufbau der aktiven Orthite, Epidote, Titanite und Zirkone beteiligt sind, nun eigentlich stammen, führt folgerichtig zu Hypothesen über Zusammenhänge zwischen Metasomatose, Orogenese und kernphysikalischen Vorgängen, wie sie von L. Kober 1949 und N. Efremov 1947 entwickelt wurden.

Radioaktive Messungen (E. Pohl)

Im Sommer 1944 bestimmte F. Hernegger (Institut für Radiumforschung, Wien) im Radhausberg-Unterbau den Gehalt der Stollenluft an Radiumemanation. Die Meßwerte lagen zwischen 3·2 und 6·3 $m\mu\text{C}/1$ ($m\mu\text{C}/1 = 10^{-9}$ Curie pro Liter Luft) und sind als außerordentlich hoch zu bezeichnen. Zum Vergleich sei erwähnt, daß der Emanationsgehalt der Luft in den abgeschlossenen Quellstollen in Badgastein nur 0·2—2·7 $m\mu\text{C}/1$ beträgt.

Auf Grund dieses abnormal hohen Em-Gehaltes führte ich im Sommer 1948 eine Reihe radioaktiver Messungen durch. Meine radioaktiven Untersuchungen im Radhausberg-Unterbau sollten vor allem die Ursache des abnormal hohen Em-Gehaltes der Stollenluft feststellen. Für die Entstehung der RaEm bestehen zwei Möglichkeiten:

1. Die Gesteine des Stollens haben zur Gänze oder z. T. einen überdurchschnittlichen Radium- bzw. Urangehalt.

2. Die RaEm hat ihre Quelle im Kluft- und Porenraum der steil die Stollenachse schneidenden kratonischen Reißklüfte und Reibungszonen (Hitzeklüfte und „Fäulen“, siehe Abb. 5). Trifft dies zu, so sind wieder zwei Fälle möglich:

a) Das Kluftmaterial selbst ist hochaktiv (Reihungsbreccien, Gangmylonite, Kluftmineralbelag).

b) Die RaEm stammt aus emanationsreichen Wässern, die mit dem Kluftraum in irgendeiner Verbindung stehen.

Zur Klärung dieser Frage wurden erstens 140 Gesteinsproben aus dem Stollen bzw. aus seiner näheren Umgebung auf ihre Radioaktivität untersucht; zweitens wurde der Em-Gehalt der Stollenluft oftmals und an vielen Stellen des Stollens bestimmt, um auch aus den örtlichen und zeitlichen Schwankungen der Em-Konzentration Aufschluß über die Herkunft der RaEm zu erhalten.

Im folgenden wird die Messung der Gesteinsaktivitäten geschildert, während über die Em-Messungen in einer ausführlicheren Arbeit an anderer Stelle berichtet werden wird.

1. Entnahme und Aufarbeitung der Gesteinsproben

Von jeder im Stollen vorkommenden Gesteinsart wurden mehrere Proben entnommen. Dabei wurden nicht nur die Hauptgesteine berücksichtigt, sondern auch Proben von den verschiedenen, mehr oder weniger mächtigen Einschlüssen, wie basischen Fischen, aplitischen Partien und Quarzknaurn, gesammelt. Außerdem erschien es wünschenswert, die Gesteinsproben des Stollens mit einigen analogen oder ähnlichen Gesteinsproben außerhalb des Stollens vergleichen zu können. Die gesammelten Handstücke kamen nach Innsbruck und wurden dort mit einer Kugelmühle fein pulverisiert.

2. Meßmethode

Zur quantitativen Bestimmung des Ra- (und Th-) Gehaltes von Gesteinen ist die Lösungsmethode¹⁾ die verläßlichste: Die gepulverte Probe wird

¹⁾ Neben der von Joly (L. 30) angegebenen Schmelzmethode, die jedoch eine sehr komplizierte Apparatur erfordert.

N 34° W

S 34° E

46

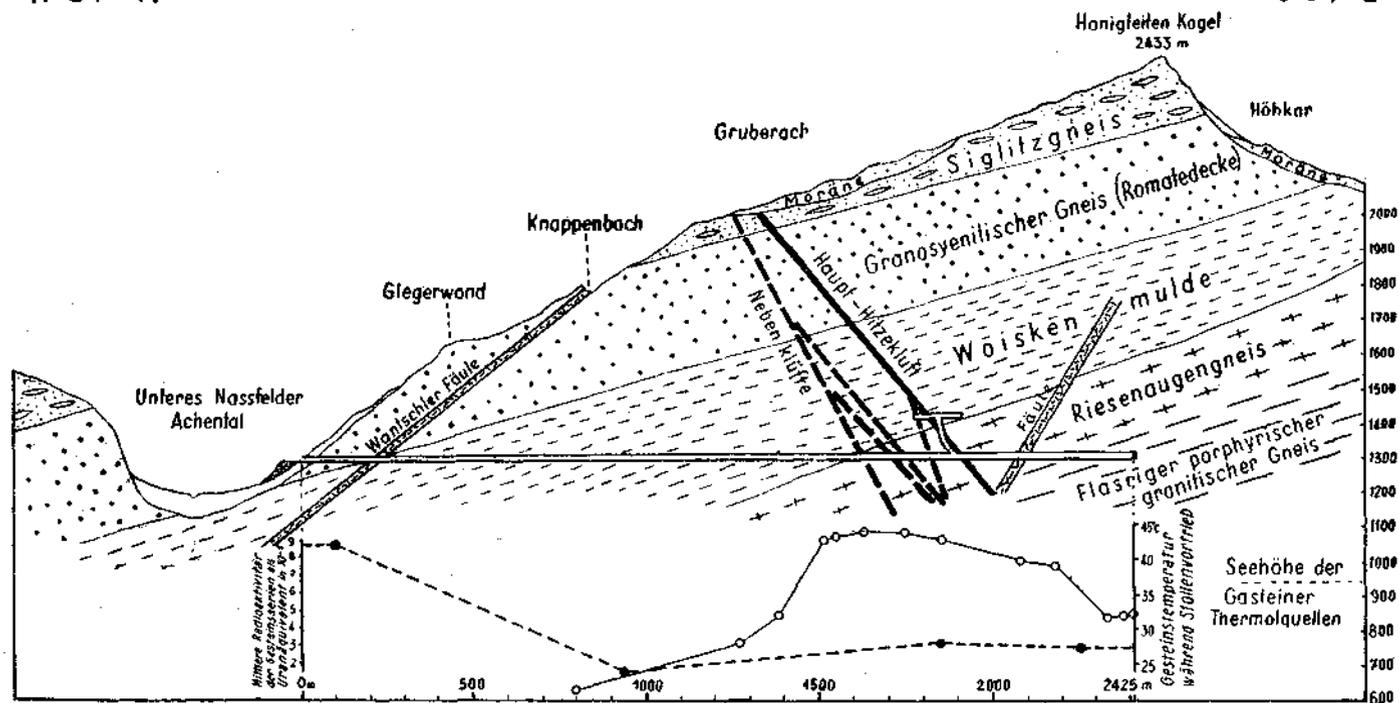


Abb. 5. Geologisches Profil längs der Stollenachse des Radhausberg-Unterbaues. Die Kurve mit vollen Punkten gibt die mittlere Gesteinsradioaktivität der vier Gesteinsserien an (granosyenitische Gneis; Woiskenmulde; Riesenaugengneis und fläsiger porphyrischer granitischer Gneis). Die Kurve mit Kreisen gibt die während des Stollenvortriebes gemessenen Gesteinstemperaturen an.

chemisch aufgeschlossen und vollständig in Lösung gebracht. Aus dieser Lösung wird die Em nach einiger Zeit ausgetrieben und in ein Emanometer überführt. Aus der gemessenen Em-Menge kann der Ra-Gehalt und, wenn Gleichgewicht vorausgesetzt werden darf, auch der Urangehalt berechnet werden. (Gleichgewicht zwischen Radium und Uran darf bei allen Gesteinen angenommen werden, die in den letzten 20.000 Jahren keine chemische Umwandlung mehr erfahren haben.) Mißt man durch ein geeignetes Meßverfahren nicht die RaEm, sondern die ThEm, so kann auf gleiche Weise auch der Thoriumgehalt bestimmt werden.

Die Lösungsmethode erfordert jedoch einen recht beträchtlichen Aufwand. Deshalb wurde für die vorliegende Untersuchung eine direkte elektrometrische Meßmethode angewandt: Die gepulverte Probe wird über eine bestimmte Fläche verteilt und in ein Ionisationsgefäß eingebracht. Mittels eines empfindlichen Elektrometers wird der Ionisationsstrom gemessen, der hauptsächlich durch die Ionisation der α -Strahlen zustande kommt. Diese zuerst von Elster und Geitel (L. 11) angegebene Methode wird in zahlreichen Varianten oft angewandt, wenn es sich nicht um sehr genaue, sondern nur um orientierende Messungen handelt. Die Methode wird auch von Hirschi an Gesteinen der Schweizer Alpen verwendet (L. 27 und 28).

Gegen diese Art der Messung wird vorgebracht, daß der Meßeffect von einer komplexen Strahlung herrührt, nämlich der α -Strahlung der oberflächennahen Schicht und der β - und γ -Strahlung auch der tieferen Schichten, deren Anteile von Korngröße und Absorptionsvermögen der Probe abhängen. Von denselben Faktoren ist auch die Em-Abgabe aus der gepulverten Probe abhängig, die deshalb nicht parallel mit dem Ra-Gehalt gehen muß und daher Unstimmigkeiten in den Meßresultaten verursachen kann. Bei nicht zu großer Ionisationskammer und kleiner Schichtdicke der Gesteinspulver ist jedoch der Anteil der β -Strahlung am gesamten Ionisationseffect nur klein, während derjenige der γ -Strahlung völlig vernachlässigt werden kann. Durch sorgfältiges Entemanieren der Gesteinspulver vor den Messungen kann man die Störungen durch die Em-Abgabe stark einschränken. Stellt man überdies durch möglichst feines Pulverisieren der Gesteine definierte Oberflächen her, so läßt sich diese Methode auch für quantitative Messungen gut verwenden. Allerdings kann man nicht unterscheiden, welche radioaktive Substanzen der gefundenen Aktivität zuzuschreiben sind. Man führt deshalb als Maß dieser Aktivität das „Uranäquivalent“ ein. Die Angabe, eine Gesteinsprobe hat ein Uranäquivalent A bedeutet: Die Probe liefert bei der angewandten Meßmethode den gleichen Meßeffect wie eine sonst inaktive Probe, die A Gramm Uran (im Gleichgewicht mit allen seinen Folgeprodukten) pro Gramm Probe enthält.

Unsere Apparatur bestand aus einem 45 l fassenden, zylindrischen Ionisationsgefäß in Verbindung mit einem empfindlichen Wulf-Einfaden-Elektrometer. Die Gesteinspulver kamen auf einer flachen, kreisrunden Schale von zirka 130 mm Durchmesser in die Ionisationskammer.

Durch starkes Erhitzen in einer eisernen Schale wurden die Gesteinsproben vor jeder Messung von der absorbierten RaEm befreit. Da aber die kurzlebigsten Folgeprodukte der ausgetriebenen Em noch größtenteils in

der Probe verbleiben und durch ihren raschen Zerfall jede Messung stören würden, mußte nach dem Ausglühen noch drei Stunden bis zur Messung gewartet werden. In dieser Zeit sind die Folgeprodukte schon zu 98% zerfallen, während nur 2% neu gebildet wird. (Diese Angaben gelten nur für RaEm. ThEm ist nach drei Stunden schon wieder völlig nachgebildet, so daß die durch sie verursachten Störungen nicht vermieden werden können.)

3. Die Meßfehler

1. Der Hauptanteil am Ionisationseffekt ist den α -Strahlen zuzuschreiben, da diese eine rund 100mal so starke Ionisation hervorrufen wie die β -Strahlen. Weil die α -Strahlen vom Gestein außerordentlich rasch absorbiert werden, ist zu erwarten, daß die Größe des Ionisationseffektes bei gleicher Gesteinsaktivität nur von der Oberfläche des Gesteinspulvers und nur in sehr geringem Maße von der Dicke desselben abhängt. Hirschi (L. 28) hatte aber gefunden, daß dicke Gesteinsschichten, besonders Stücke oder grobkörnige Pulver, einen mehrmals stärkeren Ionisationsstrom verursachen als gleichartige dünne Schichten. Bei unseren feingepulverten Proben konnte trotz eingehender Versuche kein derartiger Effekt festgestellt werden. Daher gelangten sämtliche Proben in einer Schichtdicke von rund 3 mm zur Messung.

2. Neben den Elementen der Uran- und Thoriumreihe könnte auch das nur β -strahlende Kalium einen Anteil am beobachteten Meßeffect haben. Messungen mit reinem KCl ergaben jedoch einen so geringen Ionisationsstrom, daß bei den vorliegenden Gesteinsproben mit höchstens 5% Kaliumgehalt der Anteil des Kaliums an den beobachteten Meßeffecten vernachlässigt werden kann.

3. Um den zufälligen Fehler in der Bestimmung eines Meßeffectes zu verringern, wurde jede Probe mindestens dreimal in größeren Zeitabständen gemessen. Durch wiederholte, voneinander völlig unabhängige Messungen an einigen Proben ließen sich folgende mittlere relative Fehler für eine Einzelmessung errechnen:

Schwach aktive Proben (Uranäquivalent $1 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 20\%$
Mittel aktive Proben (Uranäquivalent $3 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 7\%$
Stark aktive Proben (Uranäquivalent $9 \cdot 10^{-5}$):	$\pm 2.5\%$

4. Eichung der Apparatur

Um aus der gefundenen Ionisation das Uranäquivalent berechnen zu können, bedarf es noch einer Eichung der Apparatur. Am einfachsten ist es, den Ionisationseffekt der Gesteinsprobe mit demjenigen eines Eichpräparates von bekanntem Urangehalt zu vergleichen. Damit das Eichnormal eine den Prüflingen ähnliche physikalische und chemische Beschaffenheit aufweist, wurde ein „künstlich aktives“ Gesteinspulver hergestellt, in dem die völlig inaktive Probe Nr. 33 (Gangquarz) mit feinst gemahlener Pechblende (Korngröße unter $2 \cdot 10^{-4}$ cm) von bekanntem Urangehalt versetzt und sehr gut durchmischt wurde. Dieser „Standard“ hatte einen Gehalt von $5 \cdot 10^{-5}$ g U/g Gestein. Er wurde ebenso wie die Gesteinsproben durch Erhitzen entemanert und in der Ionisationskammer

gemessen. Mit dem gefundenen Ionisationseffekt konnte die Kammer geeicht werden. Ein zur Kontrolle hergestellter zweiter Standard mit inaktivem Gips als Grundlage lieferte denselben Eichwert.

Um die Ergebnisse der Gesteinsmessungen mit Literaturangaben vergleichen zu können, muß noch berechnet werden, welches Uranäquivalent einem Gramm Thorium zukommt. Für unsere Meßmethode ergab sich, daß 1 g Th α -äquivalent zu 0.48 g U ist ¹⁾.

5. Die Meßergebnisse

Die Meßergebnisse meiner radioaktiven Gesteinsuntersuchungen sind in folgender Tabelle zusammengestellt. Für jede Gesteinszone wurde aus den Meßergebnissen der einzelnen Gesteinsproben die durchschnittliche Aktivität der Zone berechnet, wobei kleinere Einschlüsse, wie basische Schlieren, aplitische Partien und Quarzknauern, bei dieser Mittelbildung unberücksichtigt blieben.

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uranäquivalent in 10 ⁻⁵
Granosyenitischer Gneis der Romatedecke:			
1	47	granosyenitischer Gneis	7.9
2	50	granosyenitischer Gneis	8.3
3	56	Aplit im granosyenitischen Gneis	2.7
4	70	granosyenitischer Gneis	8.8
5	70	Aplit im granosyenitischen Gneis	2.7
6	75	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	0.7
7	99	biotitreicher basischer Fisch	8.0
8	99	biotitreicher basischer Fisch	7.3
9	101	aplitischer granosyenitischer Gneis	4.6
10	101	granosyenitischer Gneis	8.9
11	108	phyllonitisierter granosyenitischer Gneis	7.6
12	110	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	1.0
13	122	granosyenitischer Gneis	9.5
14	154	Muskowit-Biotitglimmerschiefer-Einlagerung im granosyenitischen Gneis	8.8
15	155	Muskowit-Biotitglimmerschiefer-Einlagerung im granosyenitischen Gneis	10.7
16	160	Aplit im granosyenitischen Gneis	6.2
17	162	granosyenitischer Gneis	6.4
18	180	Gangquarz im granosyenitischen Gneis	1.5
19	196	mylonitischer granosyenitischer Gneis	8.8
20	196	mylonitischer granosyenitischer Gneis	6.8
21	209	Kluffletten („Wantschlerfäule“)	20.7
22	210	aplitischer Gneis	4.7

¹⁾ Bei der Berechnung muß berücksichtigt werden, daß infolge der Austreibung der RaEm nicht alle α -Strahler der U-Reihe wirksam sind, während alle α -strahlenden Glieder der Th-Reihe einen Beitrag zum Ionisationseffekt liefern.

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uran-äquivalent in 10 ⁻⁵
23	211	phyllonitischer Gneis	0.9
24	215	Gneismylonit	4.3
25	215	granosyenitischer Gneis	0.8
		Mittlere Aktivität der Zone des granosyenitischen Gneises der Romatodecke	8.8
Phyllite, Glimmerschiefer, Paragneise und Schachbrettalbitaugengneise der Woiskenmulde:			
26	240	Biotitphyllit	1.5
27	250	Biotitphyllit	1.8
28	270	feinkörniger kompakter Albitgneis	1.9
29	275	feinkörniger kompakter Albitgneis	2.9
30	280	Gangquarz im Albitgneis	0.4
31	296	biotitreicher Albitgneis	2.0
32	301	Aplit im Albitgneis	2.9
33	308	Gangquarz	0.0
34	320	Glimmerschiefer	1.9
35	357	Glimmerschiefer	1.6
36	370	Schachbrettalbitgneis	1.8
37	380	Glimmerschiefer	1.9
38	406	biotitreicher Glimmerschiefer	1.1
39	457	biotitreicher Glimmerschiefer	1.4
40	511	Aplitgneis	4.5
41	515	Glimmerschiefer	0.7
42	530	Glimmerschiefer	0.8
43	545	Biotitschiefer	2.6
44	545	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
45	595	Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten	4.9
46	595	Glimmerschiefer	1.3
47	620	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
48	640	Graphitphyllit	3.1
49	642	Biotitglimmerschiefer	2.0
50	650	Albitgneis	1.6
51	650	Gangquarz	1.0
52	654	Aplitgneis	2.9
53	700	Schachbrettalbitaugengneis	2.5
54	720	Glimmerschiefer	2.1
55	750	Schachbrettalbitaugengneis	2.4
56	820	Albitgneis	1.3
57	850	Biotitschiefer	1.1
58	885	Kluftletten (westlich einfallende Kluft)	1.0
59	900	Glimmerschiefer	1.4
60	950	Glimmerschiefer	2.4
61	1026	Kluftausfüllung (westlich einfallende Kluft)	2.4
62	1034	Kluftausfüllung (westlich einfallende Kluft)	1.6
63	1040	Albitgneis	2.4
64	1050	Glimmerschieferreinlagerung im Albitgneis	1.8

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uranäquivalent in 10 ⁻⁵
65	1100	Schachbrettalbitaugengneis	1.5
66	1160	Schachbrettalbitaugengneis	1.1
67	1200	Gangquarz	1.0
68	1300	Zweifeldspatgneis	3.2
69	1350	Feinstreifiger Zweifeldspatgneis	0.7
70	1400	sekundär eisenschüssiger (angewitterter) Gneis	0.8
71	1450	Gneis	2.1
72	1469	Kluftausfüllung (östlich einfallende Kluft)	0.9
73	1625	Gneis	3.1
		Mittlere Aktivität der Zone der Woischenmulde	1.8
Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldengneiskernes:			
74	1640	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.0
75	1643	Riesenaugengneis	2.8
76	1658	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.6
77	1660	Riesenaugengneis	3.7
78	1700	Riesenaugengneis	2.6
79	1748	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	6.6
80	1800	Riesenaugengneis	3.0
81	1848	Riesenaugengneis	2.8
82	1850	Kluftfüllung (östlich einfallende Kluft)	3.2
83	1852	Riesenaugengneis	3.7
84	1886	Riesenaugengneis	3.6
85	1888	Riesenaugengneis	3.7
86	1888	mylonitischer Riesenaugengneis	2.3
87	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.0
88	1888	(260 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.2
89	1888	(420 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	4.1
90	1888	(610 m im nördlichen Kluftauslängen) Riesenaugengneis	2.7
91	1948	Riesenaugengneis	3.7
92	2006	Riesenaugengneis	3.7
93	2055	mylonitischer Gneis	5.0
94	2083	Gneis-Reibungsbreccie	3.3
95	2087	Gneis-Reibungsbreccie	3.4
		Mittlere Aktivität der Zone des Riesenaugengneises	3.4
Flasriger porphyrischer granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldengneiskernes:			
96	2112	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	2.7
97	2168	biotitreicher Fisch im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	3.0
98	2180	pegmatoide Partie im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	3.6
99	2189	biotitreicher Fisch im flasrigen porphyrischen granitischen Gneis	2.4

1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort, Stollenmeter im Radhausberg-Unterbau	Gestein	Uran-äquivalent in 10 ⁻⁵
100	2236	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.3
101	2268	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.3
102	2314	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.1
103	2360	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.1
104	2425	Flasriger porphyrischer granitischer Gneis	3.5
		Mittlere Aktivität der Zone des flasrigen porphyrischen granitischen Gneises	3.2
Kluftfüllungen der Haupthitzekluft:			
105	1888	Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.5
106	1888	(200 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.5
107	1888	(200 m im nördlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	3.9
108	1888	(260 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	6.2
109	1888	(320 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	8.2
110	1888	(320 m im nördlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	2.3
111	1888	(370 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.5
112	1888	(420 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.9
113	1888	(450 m im nördlichen Kluftauslängen) Kluftletten	3.6
114	1888	(490 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.2
115	1888	(550 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	7.0
116	1888	(610 m im nördlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	13.2
117	1888	(15 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.6
118	1888	(25 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	4.0
119	1888	(50 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	2.2
120	1888	(70 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	10.4
121	1888	(110 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	13.3
122	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) Gangmylonit mit Kluftmineralbelag	3.3
123	1888	(200 m im südlichen Kluftauslängen) mylonitischer Riesenaugengneis	4.7
		Mittlere Aktivität der Kluftfüllung der Haupthitzekluft ...	5.6

Vergleichsmessungen außerhalb des Stollens in den entsprechenden Gesteinszonen obertags:			
1	2	3	4
Probe Nr.	Fundort	Gestein	Uran-äquivalent in 10^{-6}
124	Linke Talflanke des Naßfelder Achenteles gegenüber dem Stollenmundloch	granosyenitischer Gneis der Romatedecke	10.4
125	Aubicht-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	albitreicher Glimmerschiefer der Woiskenmulde	2.6
126	Aubicht-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	albitreicher Glimmerschiefer der Woiskenmulde	3.1
127	Aubicht-Fels an der Kehre der Naßfelder Straße unter dem Bergsturzblockwerk	aplitischer Gneis der Woiskenmulde .	3.6
128	Linke Naßfelder Talflanke	Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	3.3
129	Rechte Naßfelder Talflanke, Wand über der Evianquelle	Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.1
130	Rechte Naßfelder Talflanke, Wand über der Evianquelle	aplitische Partie im Riesenaugengneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.9
131	Böckstein	Flaariger porphyrischer granitischer Gneis des Hölltor-Rotgüldenkernes	4.7
132	Hertahöhe	Gneis	3.4
133	Hertahöhe	Gneis	5.3
134	Anlaufstal	Forellengneis	3.7
135	Anlaufstal	Gneis	5.0
136	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Quarz	0.5
137	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Augengneis	3.6
138	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Kluftfüllung	0.8
139	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Gneis	3.6
140	Steinbruch im Gneis bei der Haltestelle Böckstein	Gneis	5.0

6. Diskussion der Ergebnisse

Einer Zusammenstellung J. Jolys (L. 31) zufolge ist der durchschnittliche Urangehalt saurer Intrusivgesteine 1.1×10^{-5} , der Thoriumgehalt 2.3×10^{-6} . Das entspricht einem Uranäquivalent von 2.2×10^{-5} . Diesen Wert können wir als Vergleichswert bei der folgenden Beurteilung der Meßergebnisse benutzen:

Eine überdurchschnittliche Aktivität zeigt nur der granosyenitische Gneis der Romatedecke mit einem durchschnittlichen Uranäquivalent von 8.8×10^{-6} , d. i. rund das Vierfache des Durchschnittswertes. Das

mittlere Uranäquivalent der sedimentogenen Phyllit-, Glimmerschiefer- und Gneisgesteine der Woiskenuhle liegt mit 1.8×10^{-5} etwas unter dem Durchschnittswert. Die granitischen Gneise (typische granitische Tauernzentralgneise) des Hölltor-Rotgüldenkernes zeigen ein mittleres Uranäquivalent von 3.3×10^{-5} auf, das sich nur unwesentlich über dem Durchschnittswert befindet.

Das Gesteinsmaterial der Kluffüllung aus der Haupthitzekluft zeigt stellenweise etwas höhere Werte. Aus dem Mittelwert der 19 Proben ergibt sich ein durchschnittliches Uranäquivalent von 5.6×10^{-5} .

Die Gesteinsproben von den Fundorten außerhalb des Stollens (Proben Nr. 124—130) stimmen mit den entsprechenden Stollenproben annähernd überein. Nur die Gneisproben (Nr. 131—133) ergaben höhere Werte als die betreffenden granitischen Gneise im Stollen. Die übrigen Proben aus der Umgebung (Nr. 134—140), die zum Vergleich noch untersucht wurden, liegen ebenfalls nur wenig über dem Durchschnitt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß nur der granosyenitische Gneis einen abnormal hohen Gehalt an radioaktiven Substanzen aufweist, während die übrigen Gesteine vom Durchschnitt nur wenig abweichen. Besonders aktive Gesteinsbereiche wurden nirgends, auch nicht in der Kluffüllung der Gänge, Hitzeklüfte und Mylonitisationszonen, gefunden. Der hohe Em-Gehalt der Stollenluft ist daher nicht durch die Aktivität der Gesteine bedingt.

Die Herkunft der RaEm konnte durch meine systematischen Messungen der Stollenluft, über die an anderer Stelle ausführlich berichtet werden wird, geklärt werden. Die Meßreihe, die sich über 34 Tage mit insgesamt 440 Einzelmessungen erstreckte, ergab einen Zusammenhang zwischen äußerem Luftdruck (Barometerstand) und Verteilung des Em-Gehaltes der Stollenluft längs des Stollenprofils, der nur zu verstehen ist, wenn man annimmt, daß zumindest der Großteil der RaEm aus der offenen Haupthitzekluft bei Stollenmeter 1888 einströmt. Wegen der geringen Aktivität des Kluffüllmaterials ist es sehr wahrscheinlich, daß die RaEm aus stark emanierenden Wässern stammt, die mit den Klüften des Stollens irgendwie in Verbindung stehen. Die hohe Gesteinstemperatur ist wohl auch nur durch die Existenz heißer Wässer zu erklären.

Literatur ¹⁾

1. Amatucci, O.: Sienita di Biella e diorite di Traversella. *Boll. R. Uff. geol. d'It.*, 59, 1934.
2. Angel, F., und Staber, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). *Min. u. petr. Mitt.*, 49, 1937.
3. Angel, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. *Jahrb. d. Universität Graz*, 1940.
4. Becke, F.: Differentiationserscheinungen im Zentralgneis der Hohen Tauern. *Zeitschr. f. Kristallogr.*, 62, 1922.
5. Beck-Mannagetta, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Korulpe, Kärnten. *Jahrb. Geol. Bu. A.* 94, 1950.

¹⁾ Ein ausführliches Verzeichnis der geologischen und petrographischen Arbeiten aus den östlichen Hohen Tauern und verwandter Gebiete ist dem ersten Beitrag zur Kenntnis der Zentralgneisfazies beigegeben; Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, dritte Folge, Band 1, Wien 1948—1950, S. 230.

6. Bowen, N. L.: The granite problem and the method of multiple prejudices. *Memoir Geol. Soc. Amer.*, 28, 1948.
- 6 a. Bowen, N. L., und Tuttle, O. F.: The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$. *The Journal of Geology*, 58, 1950.
7. Christa, E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 81, 1931.
8. Cornelius, H. P., und Clar, E.: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). *Abhandl. Zw. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. Bu. A.)*, 25, 1939.
9. Drescher-Kaden, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer Verl., Berlin 1948.
10. Efremov, N.: Die Entwicklung der chemischen Elemente. II. Teil. Skizzen aus der Chemie der Erde im Aspekte der Kernumwandlungen. München 1947.
11. Elster, J. und Geitel, H.: Über Radioaktivität von Erdarten und Quellsedimenten. *Phys. Z.*, 5, 1904.
12. Erdmannsdörffer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. *Chemie der Erde*, 15, 1943.
13. Eskola, P.: Die metamorphen Gesteine. In: Die Entstehung der Gesteine (Ein Lehrbuch der Petrogenese), Berlin 1939.
14. Eskola, P.: The nature of metasomatism in the processes of granitization. *Report Int. Geol. Congr.* 18. Sess., 1948.
15. Exner, Ch.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beitr. Zentralgneisfazies I). *Tscherm. Min. u. petrogr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1949.
16. Exner, Ch.: Beryll(Aquamarin)-Funde aus der Goldberggruppe in Kärnten. *Der Karinthia*, 6, 1949.
17. Exner, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 93, 1949.
18. Exner, Ch.: Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbanstollen bei Badgastein. *Anz. Öst. Akad. Wiss.* 1949.
19. Exner, Ch.: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein- und Rauristal (Beitr. Zentralgneisfazies II). *Sitzber. Öst. Akad. Wiss., m.-n. Kl.*, I, 158, 1949.
20. Exner, Ch.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein (Beitr. Zentralgneisfazies III). *Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte*, 95, 1950.
21. Exner, Ch.: Bericht über lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gold-erzgebiet bei Badgastein. *Verh. Geol. Bu. A.* (im Druck).
22. Frasl, G.: Geologischer Aufnahmebericht aus dem Oberpinzgau. In: L. Kober, Bericht über Arbeiten des Geologischen Instituts der Universität Wien. *Verh. Geol. Bu. A.* (1948), 1950.
23. Ghika-Budesti, St.: Les Carpates méridionales centrales. *Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoii*. *Anuar. Inst. Géol. Roumanie*, 20, 1939.
24. Grout, F. F.: Formation of igneous-looking rocks by metasomatism: a critical review and suggested research. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 52, 1941.
25. Grout, F. F.: Origin of granite. *Memoir Geol. Soc. Amer.*, 23, 1948.
26. Heissel, W.: Aufnahmebericht auf Kartenblatt: St. Johann i. Pongau. *Verh. Geol. Bu. A.* (im Druck).
27. Hirschi, H.: Radioaktive Messungen in bezug auf Uranlagerstätten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 26, 1946.
28. Hirschi, H.: Radioaktivität und ihre Erscheinungen am Mittagfluhgranit. Eine randliche Intrusion im Aaremassiv bei Guttanen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 28, 1948.
29. Hügi, Th.: Zur Petrographie des östlichen Aaremassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 21, 1941.

30. Joly, J.: On a method of investigating the quantity of radium in rocks and minerals. *Phil. Mag.* (6), 22, 1911.
31. Joly, J.: *Nature*, 114, 1924.
32. Kieslinger, A.: *Geologie und Petrographie der Koralpe*, VII. Eklogite und Amphibolite. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, I, 137, 1928.
33. Kieslinger, A.: *Ganggesteine im Zentralgneis am Zirnsee, Kärnten*. *Jahrb. Geol. Bu. A.*, 86, 1936.
34. Kirsch, G.: *Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Badgastein*. *Badgast. Badeblatt* 1939 (unverändert wiederabgedruckt im *Badgast. Badeblatt* 1950).
35. Kober, L.: *Das östliche Tauernfenster*. *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, 98, (1920) 1922.
36. Kober, L.: *Vom Bau der Erde zum Bau der Atome*. *Wien* 1949.
37. Köhler, A.: *Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern*. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 36, 1923.
38. Köhler, A.: *Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1948.
39. Korjinsky, D. S.: *Mobility and inertness of components in metasomatism*. *Acad. Sc. U. S. S. R., Bull. ser. geol.*, 1, 1936.
40. Leitmeier, H.: *Über die Entstehung der Kluftminerale in den Hohen Tauern*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1950.
41. Leitmeier, H.: *Einführung in die Gesteinskunde*. *Wien* 1950.
42. Mache, H., und Bamberger, M.: *Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauern隧nells und über die Gasteiner Thermen*. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, II a, 123, 1914.
43. Mache, H.: *Über die Entstehung radioaktiver Quellen*. *Mitt. Alpenländ. Geol. Ver.* (Geol. Ges. Wien), 34, 1941.
44. Niggli, P.: *Gesteine und Minerallagerstätten, I. Allgemeine Lehre von den Gesteinen und Minerallagerstätten*. *Basel* 1948.
45. Novarese, V.: *Il sistema eruttivo Traversella — Biella*. *Mem. Carta geol. d'It.* 1943.
46. Paulitsch, P.: *Zwei Hornbleuden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe*. *Tscherm. Min. u. petr. Mitt.*, 3. Folge, 1, 1948.
47. Perrin, R., und Roubault, M.: *On the granite problem*. *Journ. of Geol.*, 57, 1949.
48. Picciotto, E. E.: *L'étude de la radioactivité des roches par la méthode photographique*. *Bull. Soc. belge de Géol. usw.* 58, 1949.
49. Ramberg, H.: *Titanic iron ore formed by dissociation of silicates in granulite facies*. *Econom. Geol.*, 43, 1948.
50. Ramberg, H.: *The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins*. *Journ. of Geol.*, 57, 1949.
51. Read, H. H.: *Granites and granites*. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 28, 1948.
52. Rein, G.: *Die petrogenetische Stellung des Orthits im kristallinen Grundgebirge des mittleren Schwarzwaldes*. *Mitt. Badischer Geol. Land. Anst.* 1947 (nach einem Referat von H. Schneiderhöhn im *Neuen Jahrb.*).
53. *Report of the Committee on the measurement of geological time*. *Nat. Res. Council. Washington* 1949.
54. Reynolds, D. L.: *The association of basic „fronts“ with granitization*. *Sci. Prog.*, 35, 1947.
55. Rosenbusch, H., und Osann, A.: *Elemente der Gesteinslehre*, 4. Aufl., *Stuttgart* 1923.
56. Rössner, H.: *Über den Radiumgehalt der Gesteine des Gleiinalpenkernes*. *Min. u. petr. Mitt.*, 44.
57. Sander, B.: *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil*. *Wien* 1948.

58. Scheminzky, F.: Der Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein und seine unterirdische Therapiestation. Badgast. Badeblatt 1950.
59. Scheumann, K. H.: Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgs-gneises. Min. u. petr. Mitt. 42, 1932.
60. Schwinner, R.: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. R. f. Bodenf., Zw. Wien (Geol. Bu. A.) 1940.
61. Staber, R.: Die hellen Intrusivgesteine und Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Unveröffentl. Dissertationsarbeit. Univ. Graz, 1936.
62. Stark, M.: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit. Chemie der Erde, 10, 1936.
63. Termier, P.: Sur le sphène de la syénite du Lauvitel (Isère). Bull. Soc. Min. Fr., 19, 1896.
64. Trener, G. B.: Die Radioaktivität des Bodens und der Quellen in der Umgebung von Meran. Zeitschr. f. physik. Therapie, Bäder- u. Klimaheilk., 2. Jahrg., 1949.
65. Turner, F. J.: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Mem. Geol. Soc. Amer., 30, 1948.
66. Wager, R.: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. IX. Über die Kinzigitgneise von Schenkenzell und die Syenite vom Typ Erzenbach. Sitzber. Heidelberg. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 1938.
67. Weber, A.: Der Radiumgehalt der Gesteine aus der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., II a, 145, 1936.
68. Weber, F.: Über den Kalisyenit des Piz Ginf. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, n. L., 14, 1904.
69. Wegmann, E. Transformations métasomatiques et analyse tectonique. Report Int. Geol. Congr. 18. Sess. 1948.
70. Weinschenk, E.: Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abhandl. k. Bayr. Akad. Wiss., II. Kl., 22, 1903.
71. Wilson, R. W.: Heavy accessory minerals of the Val Verde tonalite. Amer. Mineral., 22, 1937.
72. Winkler-Hermaden, A.: Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Jahrb. Geol. Bu. A., 76, 1926.

Fortschritte in der analytischen Chemie, im Zusammenhang mit Geologie

Bergrat Dr. Ing. Oskar Hackl

In Anbetracht der grundlegenden Wichtigkeit, welche der chemischen Analyse bei der Aufsuchung und Bewertung von Erzen, und sonstigem Rohmaterial für die praktischen Zwecke des Bergbaues und der Industrie zukommt, sowie auch für die geologische, mineralogische und petrographische Forschung, sei im folgenden ein Überblick gegeben über die Tätigkeit des Chemischen Laboratoriums der Geologischen Bundesanstalt in den letzten Jahrzehnten. Dabei soll nicht die Arbeit desselben als Untersuchungs-Laboratorium dargestellt werden, sondern die Tätigkeit als Forschungs-Institut. Es ist deshalb hier nicht beabsichtigt, über Art, Zahl und spezielle Ergebnisse der ausgeführten Analysen zu berichten, sondern über die Fortschritte, welche in unserem Laboratorium hinsichtlich der Analysen-Methoden durch Untersuchung und Verbesserung derselben sowie Ausarbeitung neuer Verfahren erreicht wurden.

Diese Tätigkeit ist in den vergangenen Jahrzehnten aus verschiedenen Gründen immer wichtiger geworden, denn unser Arbeitsfeld ist außerordentlich umfangreich und erstreckt sich auf verschiedenste Spezialgebiete, als deren hauptsächlichste zu nennen wären: Analyse von Mineralien, aller Arten Erze und sonstiger Rohmaterialien, Karbonat- und Silikatgesteine, Kohlen und Mineralwässer. Wegen der relativ häufig notwendigen Aufsuchung von Spuren oder manchmal sehr kleinen Prohemengen findet auch die mikrochemische Analyse Verwendung. Dabei ist die Art der zu untersuchenden Proben beständig wechselnd und nur selten kommen größere Serien gleichartigen Materials zur Untersuchung. Manchmal vergehen Jahrzehnte bis wieder ein ähnliches Muster zu analysieren ist, wobei auch die Zeitumstände eine große Rolle spielen, denn z. B. bei jahrelangem Kohlenmangel herrscht wenig Nachfrage bezüglich der Qualität derselben und treten andere Materialprüfungen in den Vordergrund. Auch die Anforderungen an den Genauigkeitsgrad wechseln stark. Bei orientierenden Schurfanalysen sind manchmal Schnellverfahren anzuwenden, für wissenschaftliche Zwecke jedoch möglichst genaue Methoden zu wählen, und auch Schiedsanalysen für die Technik stellen besonders hohe Ansprüche.

Ferner ist in diesem Zeitraum die Zahl der Veröffentlichungen auf dem Gebiet der analytischen Chemie bedeutend gestiegen und sind besonders auch die ausländischen Arbeiten zu berücksichtigen. Nachdem aber nicht nur in der Buch- sondern auch in der Zeitschriftenliteratur die Angaben sogar erster Autoritäten nur zu oft einander widersprechen, praktisch

ungenügend, respektive mangelhaft oder direkt unrichtig sind¹⁾, und oft auch über sehr wichtige Punkte gar keine Angaben vorliegen, überdies die meisten veröffentlichten Analysenvorschriften für ein bestimmtes Material nicht Rücksicht nehmen auf alle möglichen oder auch nur wahrscheinlich vorhandenen Nebenbestandteile, sondern nur auf einen Teil derselben, so nötigen diese Umstände zu häufigen Nachprüfungen und Verbesserungen sowie Untersuchungen über ganz ungeklärte Fragen. In besonders schwierigen Fällen welche von anderen Laboratorien oder Hochschul-Instituten nicht übernommen wurden oder bei Schiedsanalysen ohne genaue Vorschrift einer vereinbarten Methode, sind solche Vor- und Nebenuntersuchungen von ausschlaggebender Bedeutung und benötigen oft weit mehr Zeit als die eigentliche Analyse. Auch bei Mitarbeit in Normungsausschüssen, oder wenn in einem anderen Institut ein schwerer Analysenfehler bemerkt wird, aber dort nicht geklärt werden kann und um die Ermittlung der Ursache ersucht wird, spielen solche Untersuchungen eine große Rolle. Die teils ungeheuren Differenzen, welche bei vergleichenden Parallelanalysen derselben Proben seitens verschiedener ausgewählter Laboratorien auch in nicht besonders schwierigen Fällen entstehen, zeigen gleichfalls, wohin die Unterlassung solcher Arbeiten führt und daß sie gar nicht überschätzt werden können.

Durch die schweren Folgen, welche unrichtige Analysen in praktischer oder wissenschaftlicher Hinsicht mit sich bringen²⁾, ist diese Methodenforschung zwar zeitraubend aber von hervorragender Wichtigkeit und hat deshalb auch in unseren Jahresberichten immer mehr Raum eingenommen. Die wichtigsten Arbeiten aus den Jahren 1939 bis einschließlich 1944 (über welche keine Jahresberichte erschienen) sowie von 1948 bis 1950, welche noch nicht veröffentlicht wurden, sind in dem folgenden Überblick eingeschlossen.

Diese Untersuchungen wurden hauptsächlich von Dr. Ing. O. Hackl ausgeführt, teilweise auch unter Mitwirkung von Dipl.-Ing. K. Fabich, welcher vorwiegend mit den laufenden normalen Analysen beschäftigt war. An einigen Arbeiten waren Joh. Felix, W. Lastovka und Fräulein E. Sieckmann beteiligt.

Zur Bestätigung und Ergänzung mancher obiger Hinweise seien einige Stellen aus zwei hervorragenden amerikanischen Werken übersetzt zitiert. Hillebrand und Lundell schreiben:

(Applied Inorganic Analysis, S. V und VI:) „Während der vergangenen 50 Jahre wurden große Fortschritte gemacht in der Entwicklung von Methoden zur Bestimmung der Elemente. . . . Als Resultat davon können jetzt sehr genaue Bestimmungen vieler Elemente ausgeführt werden, wenn sie allein oder in sehr einfachen Kombinationen vorliegen. Es muß jedoch erklärt werden, daß keine entsprechenden Fortschritte zu verzeichnen sind in bezug auf Verlässlichkeit und Genauigkeit von Analysen der mehr

¹⁾ Manche, als gut empfohlene Verfahren erwiesen sich als unbrauchbar; andere, vor welchen gewarnt wurde, haben sich doch praktisch bewährt oder ihre angeblich großen Fehler stellten sich als bedeutungslos heraus.

²⁾ Darüber könnten aus allen analytischen Spezialgebieten viele Fälle angeführt werden. Als Beispiel sei erwähnt, daß im letzten Krieg auf Grund falscher Analysen eines sehr angesehenen amtlichen Laboratoriums ein großes Werk zur Molybdän-Gewinnung für ein Rohmaterial errichtet wurde, welches ich zu spät zur Überprüfung bekam und praktisch frei von Molybdän war. Umgekehrt ergab sich bei einem Erz, das seitens eines führenden Laboratoriums mit besonderer Verantwortung als frei von Wolfram befunden worden war, bei meiner Nachprüfung mit absoluter Sicherheit, daß es Wolfram enthielt.

oder weniger komplizierten Mischungen, in welchen die Elemente gewöhnlich vorkommen. Mit anderen Worten, Trennungsmethoden der Elemente sind meist die früheren, und die neueren Methoden ihrer Bestimmung unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Selektivität nicht stark von den älteren Methoden. So sind richtige Bedingungen für die Bestimmung des Aluminiums durch Fällung mit Ammoniak ermittelt worden, aber dem Analytiker verbleibt noch immer das Problem, zuerst das Aluminium von den zahlreichen Elementen zu trennen, welche es gewöhnlich begleiten und auch durch Ammoniak gefällt werden. ... Zu den normalen Schwierigkeiten kommt dazu, daß Mineralanalyse sehr oft durch die Tatsache erschwert wird, daß ideal reine Mineralien selten sind. ... Dadurch geht die Analyse über in eine solche von Mineralmischungen ... und was eine verhältnismäßig einfache Aufgabe hätte sein können, wird eine von außerordentlicher Schwierigkeit. ... Eine gerechte Kritik vieler Arbeiten, welche über Methoden zur Bestimmung der Elemente veröffentlicht wurden, ergibt, daß ein großer Teil auf der Grundlage von Experimenten beruht, welche mit reinen Lösungen ausgeführt worden sind, und sehr wenig, wenn überhaupt etwas, ist darüber angegeben, wie die Methoden auszuführen sind oder welche Resultate erwartet werden können, bei Analysen der mehr oder weniger kompliziert zusammengesetzten Materialien, in welchen die Elemente vorkommen. Es ist kein Mangel an zufriedenstellenden Methoden für die Analyse reiner Verbindungen. Andererseits besteht aber ein großes Bedürfnis nach Entwicklung quantitativer Verfahren, welche zur Trennung oder Bestimmung von Substanzen in komplizierten Gemischen anwendbar sind. Eine genaue Bestimmung von Niob ist eine einfache Sache bei seinen reinen Verbindungen, ist aber unmöglich, wenn es von Tantal begleitet ist, was wahrscheinlich immer der Fall ist. ...“

Lundell und Hoffman (Outlines of Methods of Chemical Analysis, S. III): „In Untersuchungen über chemische Analyse während der letzten 50 Jahre war eine immer zunehmende Tendenz, den Wagen vor das Pferd zu spannen, die Bemühungen auf den letzten Teil einer Analyse, nämlich die Bestimmung, zu konzentrieren, auf Kosten der eigentlichen chemischen Analyse (Trennungen usw.). Als Ergebnis davon ist kein Mangel an ausgezeichneten Methoden zur Bestimmung der Elemente, wenn sie allein vorhanden sind. Demgegenüber ist kein entsprechender Fortschritt gewesen bezüglich der chemischen Trennungsmethoden oder derjenigen Bestimmungsmethoden, welche auf Mischungen der Bestandteile anwendbar sind.“

Diese einseitige Entwicklung der chemischen Analyse ist vollkommen natürlich. Auf dem Gebiet der reinen chemischen Analyse sind die Probleme so außerordentlich vereinfacht durch Beschränkung der Untersuchungen auf einzelne Elemente oder einfache Systeme, daß es natürlich ist, der Linie des geringsten Widerstandes zu folgen. ... Da immer mehr Elemente in allgemeine Verwendung kommen und die zu analysierenden Materialien immer komplizierter werden, so wird der enge Gesichtspunkt einer chemischen Bestimmung mehr und mehr ungenügend und führt zu immer wachsenden Schwierigkeiten.“

Die Tatsache, daß die reine analytische Chemie wohl große Fortschritte gemacht hat, die angewandte chemische Analyse aber viel weniger, ist jedoch teilweise auch eine Auswirkung der verstärkten theoretischen Richtungen in ersterer, die sich auf einfachere Fälle beschränkten; womit nicht gesagt sein soll, daß diese theoretischen Betrachtungen eine wesentliche Hilfe waren, sondern daß es der reinen Analytik vielfach an der notwendigen Fühlungnahme und Verbindung mit der Praxis, respektive deren Bedürfnissen fehlte. Je mehr die reine analytische Chemie dazu übergehen würde, auch kompliziertere Gemische von Bestandteilen und Verbindungen zu untersuchen, um so mehr würde sie sich der praktischen angewandten analytischen Chemie nähern und um so mehr wäre dieser mit den Ergebnissen der ersteren gedient. Ein Beispiel dazu sind u. a. auch die Löslichkeitsbestimmungen von Niederschlägen, welche in großer Zahl vorliegen; mit wenigen Ausnahmen sind dieselben aber für den praktischen Analytiker fast wertlos, weil sie unter Bedingungen ausgeführt wurden, welche von jenen der praktischen Analyse wesentlich abweichen (z. B. Fehlen des Reagensüberschusses) und daher praktisch unbrauchbare Resultate

lieferten. Ein Laboratorium mit verantwortungsvollen Analysen ist deshalb benötigt, diese Vereinigung von reiner allgemeiner und angewandter praktischer Analyse durch eigene Untersuchungen selbst herzustellen, um so mehr, als von jenen Laboratorien (besonders der Industrie), welche sich mit solchen Untersuchungen überhaupt beschäftigen, gewöhnlich nur wenig veröffentlicht wird.

Es ist natürlich ganz unmöglich, die bei uns auf all diesen erwähnten Spezialgebieten erreichten Fortschritte auf beschränktem Raum näher darzustellen und wird deshalb im folgenden nur eine Auswahl gebracht, wobei neben den für praktische Zwecke wichtigen Fällen auch die für die Anstalt notwendige Silikatgesteinsanalyse besonders berücksichtigt wird. Damit soll auch ein Bild von den Schwierigkeiten gegeben werden, welche bei der Wahl und Ausführung von Methoden auftreten.

Auf Einzelheiten von Arbeitsvorschriften, die den Analytiker besonders interessieren würden, muß dabei verzichtet werden, weil diese Übersicht in einer Form abgefaßt ist, welche auch für den Nichtanalytiker lesbar sein soll. Überdies würde eine eingehendere Darstellung ein sehr umfangreiches Buch ergehen. Wer sich dafür näher interessiert, sei neben den Jahresberichten unseres Chemischen Laboratoriums auf die in Fachzeitschriften erfolgten 86 Veröffentlichungen von O. Hackl hingewiesen¹⁾, welche trotz der ansehnlichen Zahl nur einen Teil der Arbeiten umfassen. Die Veröffentlichung der zahlreichen abgeschlossenen Untersuchungen ist nämlich leider stark gestört durch die immer wieder herantretenden neuen Probleme und dazu erforderlichen experimentellen Untersuchungen. Seit mehreren Jahren schreibt O. Hackl an einem ausführlichen Handbuch über die Analyse der Silikatgesteine, dessen Manuskript das größte Lob seitens Prof. Dr. Wilhelm Böttger gefunden hat („eminente Erfahrung und unübertreffbare Gründlichkeit“), obwohl es bekanntlich nicht leicht war, dessen Zufriedenheit zu erreichen. Diese Arbeiten wurden auch durch die Wahl O. Hackls zum Mitglied der Leopold.-Carol. Akademie der Naturforscher ausgezeichnet.

Inhaltsübersicht

	Seite
Erze	63
Edelmetalle	68
Karbonate	70
Silikatgesteine	72
Mineralwässer	86
Kohlen	93
Verschiedenes	93
Qualitative Analyse	96
Reagenzien	97
Gutachten über Analysemethoden	97
Mikrochemische Analyse	98
Gasanalyse	98
Allgemeines	99
Veröffentlichungen	101

¹⁾ Siehe Verzeichnis am Schluß.

Erze

Bei Schwefelkiesen waren lange Zeit sehr oft Schiedsanalysen des Schwefelgehaltes auszuführen, wobei u. a. auch der restlosen Oxydation des beim Auflösen sich leicht ausscheidenden Schwefels besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde, und die umstrittene Frage der Umfällung des Eisenhydroxyds untersucht wurde. Auch einige Vergleichsanalysen mit den im Ausland vorgeschlagenen, besonders großen Einwaagen gelangten zur Durchführung.

Zur Bestimmung des Kupfer- und Zink- (eventuell auch Blei-, Nickel- und Kohalt-) Gehaltes in Kiesen und Abbränden wurden verschiedene Verfahren geprüft zwecks genauer Bestimmung, aber auch eine für Serien geeignete Schnellmethode ausgebildet. Auch für die Fluorbestimmung mußte ein geeignetes Verfahren aufgesucht werden.

Die Ermittlung kleiner Gehalte an Tellur stößt auf Schwierigkeiten, weil die meisten dafür veröffentlichten Methoden keine Rücksicht auf eventuell vorhandenes Selen nehmen und deshalb nicht geeignet sind. Es konnte eine hier brauchbare neue Trennung von Selen und Tellur aufgefunden werden.

In der Analyse der Eisenerze konnte die Schwefelbestimmung durch Weglassen der Kieselsäureabscheidung abgekürzt werden, vorausgesetzt, daß es sich nicht um sehr kleine Gehalte handelt.

Bei der Eisen-Titration mancher Erze mit Permanganat zeigte sich eine Störung, die auf vorhandenes Antimon zurückzuführen war und größere Fehler verursachen kann. Bei unbekanntem Erzen ist deshalb auf Antimon zu prüfen oder stets die Abscheidung desselben vorzunehmen. Wird mit Zink reduziert, so entsteht manchmal ein Metallschwamm, der eisenhaltiges Blei ist; der dadurch mögliche Verlust an Eisen wurde quantitativ untersucht und auch der Einfluß von Blei auf die Rhodanid-Kolorimetrie des Eisens.

Verschiedene Trennungsmethoden wurden zur Bestimmung kleiner Zinkgehalte in eisenreichen Erzen versucht.

Die Kohlensäurebestimmung darf in Eisenerzen mit einem Gehalt an höheren Manganoxiden nicht in üblicher Weise mit Salzsäure ausgeführt werden wegen Entwicklung von elementarem Chlor, das durch Natronkalk gleichfalls absorbiert wird; es ist dann Schwefelsäure zu verwenden, eventuell Zusatz von Ferrosulfat.

Für den Nachweis und die quantitative Bestimmung kleiner Mengen von Vanadium in Eisen-Mangan-Erzen wurde u. a. untersucht, ob die Molybdänreaktion mit Wasserstoffsuperoxyd durch Borsäure oder Oxalsäure ausgeschaltet werden kann. Ferner wurden die Empfindlichkeitsgrenzen der Reaktionen des Vanadiums und Molybdäns mit Wasserstoffsuperoxyd in schwefelsaurer Lösung ermittelt. Auch war zu untersuchen, ob die Vanadiumreaktion mit Wasserstoffsuperoxyd in salzsaurer Lösung geändert wird und ob Natriumchlorid von Einfluß ist.

Über den bekanntlich nicht scharfen Endpunkt bei der Titration des Mangans in Eisen-Mangan-Erzen nach verschiedensten veröffentlichten Ausführungsarten wurden viele vergleichende Untersuchungen ausgeführt. Die Verfahren von Fischer und von Reinitzer zeigten sich deutlich überlegen, sind aber auch noch keine ideale Lösung des Problems. Bei den

Versuchen, den neueren Redox-Indikator o-Phenanthrolin-Ferrosulfat zur Verbesserung heranzuziehen, ergab sich, daß eine Verwendung desselben in der Flüssigkeit aussichtslos ist, daß aber auch bei Tüpfelproben vorhandene Nebensalze stören und nur eine Ausführungsform möglich wäre, die jedoch gleichfalls noch nicht ideal ist. Nur wenn es gelingt, einen Ersatz für das Zinksulfat zu finden, der bezüglich Mangan ebenso wirkt, aber den Indikator nicht beeinflusst, kann eine wesentliche Verbesserung erhofft werden. Für möglichst genaue Bestimmungen ist es vorläufig am besten, einen ganz deutlichen Permanganatüberschuß zu geben, der aber nach Filtration eines Teiles durch Glasfiltertiegel nicht mit einem Kolorimeter genau bestimmt werden kann, weil er sich sehr rasch zersetzt; sondern er ist nach schnellster Filtration durch Vergleich mit schon vorbereiteten, ganz verdünnten Permanganatlösungen zu bestimmen. Eine weitere Möglichkeit genauer titrimetrischer Bestimmung des Überschusses wurde gefunden, hat sich bei Vorversuchen bewährt, ist aber quantitativ noch nicht genügend erprobt.

Bezüglich der **Quecksilber-Bestimmung** nach **Jordan-Esobka** wurde die Anwendbarkeit bei sulfidischen Antimonerzen und die Empfindlichkeit untersucht.

Gelegentlich der Analyse von sulfidischen **Arsen-Erzen** durch Anschluß mit konzentrierter Schwefelsäure wurde wiederholt mit absoluter Sicherheit eine Verflüchtigung von kleineren Mengen Arsentrioxyd festgestellt, so daß dieses Aufschlußverfahren bei erforderlicher Arsenbestimmung nicht mehr anwendbar ist.

Im Falle der **Arsen-Bestimmung** in verschiedenen Erzen und Legierungen unter Trennung vom Antimon mit Magnesiamischung und Weinsäure können bei dem manchmal empfohlenen Zusatz von Alkohol oder starkem Ammoniaküberschuß große Fehler entstehen durch Ausfällung einer Verbindung von Magnesium und Weinsäure. Es ist deshalb stets eine Umfällung vorzunehmen.

Sehr viele Vor- und Nebenuntersuchungen erforderte die Analyse großer Serien von **Blei-Erzen**. Vor allem mußte die schon wiederholt angezweifelte Vollständigkeit der Extraktion des ausgefällten Bleisulfats mit Ammonazetat aus der Gangart nachgeprüft werden, was zu überraschenden Ergebnissen und dadurch einer Verbesserung führte. Für die häufigen kalkreichen Erze stellten sich die Abänderungen der Sulfatmethode als recht unsichere Verfahren der Trennung des Bleies vom Calcium heraus. Es wurde deshalb die Fällung des Bleies als Chromat versucht, u. zw. mit bestem Erfolg, unter Kontrolle der Vollständigkeit der Ausfällung. Dabei war auch die Löslichkeit des Bleichromats in Ammonazetat zu untersuchen. Gelegentlich der Versuche über eine mögliche Verringerung des Ammonazetatverbrauches (wegen Beschaffungsschwierigkeiten) wurde in Übereinstimmung mit Majdel gefunden, daß die bisherigen Extraktionsvorschriften falsch sind. Jedoch im Detail der Verbesserungsvorschläge ergaben sich dabei starke Abweichungen von den Angaben des genannten Autors mit unerwarteten Resultaten. Auch die erforderliche Verdünnung der Azetatlösung des Bleisulfats zwecks quantitativer Wiederfällung als Sulfat oder Chromat wurde ermittelt. Ferner gelangten vergleichende Kontrollanalysen über die Bleibestimmung in bleiarmer und kalkreichen Erzen zur Durchführung, einerseits mittels Ammonazetat und Chromatfällung und andererseits durch Extraktion des Bleisulfats mit Salzsäure und

folgende Schwefelwasserstoff-Fällung sowie eine Abkürzung durch Salzsäureextraktion und Chromatfällung. Eine Nebenuntersuchung behandelte die Löslichkeit des Bleisulfats in verdünnter Salzsäure. Weitere Versuche klärten die Frage der lösenden Beeinflussung der Bleichromatfällung durch viel Ammonazetat oder Ammonchlorid. Auch wurde festgestellt, daß bei der Bleichromatfällung aus essigsaurer Lösung keine Spur Calcium mitgerissen wird. Bei einer ergänzenden Untersuchung dazu ergab sich, daß Calciumspuren von größeren Mengen Chrom durch doppelte Ammoniakfällung vollständig quantitativ getrennt werden können. Andere Versuche betrafen die Frage, bis zu welcher Verdünnung mit Wasser das in Salzsäure gelöste Bleisulfat noch in Lösung bleibt und bei welchem Salzsäuregehalt das Blei bei Zimmertemperatur nicht mehr durch Schwefelwasserstoff gefällt wird. Weiters wurde die Löslichkeit des mit Ammoniak gefällten Bleihydroxyds im Ammoniaküberschuß bei Abwesenheit und Anwesenheit von Ammonchlorid verglichen.

Für die Analyse der Zink-Erze wurde festgestellt, wieviel Sulfat in größeren Mengen Zinksulfid nach dem Abrösten zwecks Wägung als Zinkoxyd zurückbleibt. Weiters wurde die bei der Trennung von wenig Zink von viel Eisen mit Schwefelwasserstoff aus schwach schwefelsaurer Lösung auftretende Störung behoben: Zwecks leichterer Neutralisierung und Einhaltung des richtigen Säuregehaltes für die Schwefelwasserstoff-Fällung aus schwach schwefelsaurer Lösung konnte das früher übliche Kongopapier durch einen besser geeigneten Indikator unter Berücksichtigung des Salzfehlers ersetzt werden. Die Trennung des Zinks durch Schwefelwasserstoff in ameisensaurer Lösung gab bei Nachprüfung durch O. Hackl wie auch K. Fabich nicht die nach der Literatur zu erwartenden guten Resultate.

Bei der Untersuchung der Kupfer-Erze durch jodometrische Kupfer-Titration wurden verschiedene Vorschläge zur Ausschaltung des Eiseneinflusses geprüft. Die Wägung kleiner Mengen von gefällttem Kupfersulfid als Kupferoxyd nach dem Abrösten bewährte sich gut.

In gemischten Blei-Zink-Erzen werden diese beiden Bestandteile gewöhnlich in verschiedenen Einwaagen bestimmt. Veröffentlichte Vorschriften für die Analyse in einer Einwaage sind häufig fehlerhaft; besonders ergaben sich bei höherem Calciumgehalt Störungen durch entstehendes Calciumsulfat, welche beseitigt werden konnten. Ferner wurde versucht, ob eine Blei-Zink-Trennung mit Schwefelwasserstoff bei bestimmtem Säuregehalt möglich ist.

Bei der Analyse von Blei-Zink-Erzen wurde gelegentlich der Untersuchung großer Serien solcher Proben, in welchen auch Molybdän zu bestimmen war, eine ganz unbekannt neue Fehlerquelle bezüglich der Zinkbestimmung entdeckt, welche sogar in den Arbeitsvorschriften für Schiedsanalysen nicht berücksichtigt ist und sich bei kleinem Zinkgehalt stark auswirken kann. Auf Grund verschiedener Erfahrungen entstand nämlich die Vermutung, daß eventuell vorhandenes Molybdän durch die Schwefelwasserstoff-Fällung der Kupfergruppe in stark saurer Lösung nicht vollständig abgeschieden wird und dann mit dem Zinksulfid aus schwach saurer Lösung ausfällt. Durch Versuche wurde das voll bestätigt. Daraus erklärt sich auch die nicht seltene dunklere Färbung des gewogenen Zinksulfids, welche gewöhnlich auf einen kleinen Eisengehalt zurückgeführt wird, der aber nicht immer die Ursache ist. Daß die Wägungsform nach Umwandlung

in Zinkoxyd öfter bedeutend leichter wird, ist damit gleichfalls erklärt, nämlich durch die Oxydation des Molybdänsulfids zu Molybdäntrioxyd; überdies wird der Fehler bei dieser Wägungsform als Zinkoxyd infolge teilweiser Verflüchtigung der Molybdänsäure kleiner. Auch das Ausmaß dieser Verflüchtigung wurde quantitativ ermittelt. Zur Beseitigung dieses Fehlers wurde die Bestimmung des Molybdäns nach der Wägung des Zinks auf verschiedene Arten versucht. Kolorimetrie ergab Schwierigkeiten u. a. durch Trübungen, weshalb die gewichtsanalytische Bestimmung vorgezogen wurde, welche bei Kontrollprüfung zu sehr guten Resultaten führte, z. B. 50.1 mg ZnO statt 50.2 mg.

Die richtige Bestimmung des Molybdän-Gehaltes in Blei-Erzen erforderte viele Vorarbeiten. Die berühmte Methode von Bonardi stellte sich bei kleinem Molybdängehalt als unbrauchbar heraus, weil sie bis zu 10- und sogar 100fach zu hohe Resultate ergeben kann, ja sogar bis zu 10% Molybdän finden läßt, auch wenn nichts davon vorhanden ist! Eine gründliche Reinigung des Niederschlages ist daher unbedingt notwendig. Für die qualitative Prüfung auf Molybdän ist die Methode in ihrer ursprünglichen Form überhaupt nicht anwendbar, weil auch Leerversuche Trübungen oder kleine Niederschläge ergeben. Auch hier erforderte die zeitweise schwierige Beschaffung von Ammonazetat und Essigsäure eine Untersuchung darüber, wie weit diese Zusätze ohne Nachteil verringert werden können.

Für die Kombinationen verschiedener gemischter Erze, respektive mehrerer Bestimmungen waren bei größeren Serien und kleinen Gehalten geeignete Verfahren aufzusuchen. So z. B. für Kupfer, Nickel und Kobalt; sehr arme Kupfererze; Pyrite, welche auf Arsen und Antimon zu untersuchen waren; Blei-Kupfer-Zink-Erze usw.

Mehrere arge Fehlerquellen der üblichen Analysenvorschriften wurden bei der Anwendung auf Roh-Schwerspat gefunden, wenn dieser auch sulfidische Erze enthält. Besonders ist dabei meistens die notwendige Entfernung der Schwefelwasserstoffgruppe nicht berücksichtigt, und im Falle deren Beseitigung die dadurch entstehende Gefahr einer Oxydation von Schwefelwasserstoff mit vorzeitiger Ausfällung eines Teiles Baryum.

Für die Bauxit-Analyse wurden verschiedenste Verfahren geprüft; bei hohem Titangehalt sind viele davon unbrauchbar. Ein dabei manchmal auftretender kleiner fraglicher Niederschlag mußte mikrochemisch untersucht werden. Auch die Verteilung des bei einer Aufschließung gelösten Platins in der Analyse und seine manchmal schwierige Abscheidung war zu bearbeiten.

Die Bestimmung kleiner Gehalte an **seltene**n Erden wurde verbessert durch Ausschaltung einiger Verwechslungsmöglichkeiten, welche zu Fehlern von anderer Seite geführt hatten.

Bei der **Wolframit**-Analyse zeigte sich, daß auch manche von führenden Analytikern empfohlene Methode zur Bestimmung der seltenen Erdsäuren nicht verläßlich ist.

Die Untersuchung von **Nickel**-Erzen erfolgte mittels Dimethylglyoxim unter Berücksichtigung und Beseitigung der bei gleichzeitiger Gegenwart von Eisen und Kobalt möglichen Störung. Auch die Trennung von wenig Nickel von viel Zink durch Dimethylglyoxim in essigsaurer Lösung wurde nachgeprüft und ist bei nur einmaliger Fällung sehr gut gelungen. Große Störungen zeigten sich bei der Nickelbestimmung mit Dimethylglyoxim

in Magnetkies, konnten aber überwunden werden. Über die umstrittene Notwendigkeit der Abscheidung kleinerer Mengen von Bestandteilen der Schwefelwasserstoffgruppe vor der Nickelfällung waren Vorversuche erforderlich.

Betreffs der Bestimmung sehr kleiner **Kobalt**-Gehalte in armen Erzen mit α -Nitroso- β -Naphthol gelangten viele Versuche über bessere Fällungsbedingungen zur Durchführung. Ein großer Nachteil ist nämlich, daß dieses Reagens bei der üblichen Verwendung gar nicht selten auch Trübungen oder sogar Fällungen gibt, wenn gar kein Kobalt vorhanden ist. Diese durch Leerversuche hewiesene Tatsache, welche in der Literatur nicht angegeben wird, macht die Reaktion für qualitative Zwecke bei gewöhnlicher Ausführung sehr unverläßlich bis unbrauchbar, und bei quantitativer Bestimmung ist dadurch die Beendigung der Kobaltausfällung nicht sicher erkennbar. Es wurde deshalb nach entsprechenden Vorversuchen die Reagenzlösung und auch Fällungsart abgeändert und die praktische Empfindlichkeitsgrenze ermittelt (unter Mitwirkung von K. Fabich). Die Überprüfung dieses Verfahrens gab ausgezeichnete Resultate. Schließlich wurde auch die Umfällung des gewogenen Kohaltoxyds angewendet. Auch eine kolorimetrische Methode und verschiedene Trennungen für Kobalt wurden näher untersucht.

Im Verlauf langer Zeit wurden bei wiederkehrenden Gelegenheiten verschiedene Methoden zur **Zinn**-Bestimmung geprüft, besonders auch für kleine Gehalte, wobei sowohl geeignete Schnellmethoden als auch möglichst genaue gesucht werden mußten. Unerwartet viele Probleme und besondere Schwierigkeiten entstanden bei der Aufgabe, sehr kleine Mengen Zinn in Antimon-Erzen zu bestimmen. Die meisten gewichtsanalytischen Trennungsverfahren und auch titrimetrischen Methoden erwiesen sich dabei als ganz unbrauchbar, weil sie entweder wegen mangelnder Trennungsgenauigkeit oder nicht genügender Schärfe des Endpunktes versagen; nur bei viel größeren Zinngehalten geben sie praktisch annehmbare Resultate. Auch die Methode von A. H. Low wurde mit 0.5 mg Zinn nachgeprüft. Widersprüche in der Literatur nötigten zu Versuchen über die Flüchtigkeit des Zinnchlorids beim Konzentrieren. Ferner war zu untersuchen, ob Weinsäure die Fällung des Zinns mit Schwefelwasserstoff stört. Die Trennung des Antimons von Zinn mit metallischem Eisen war auch bei doppelter Trennung nicht befriedigend. Schließlich ergab die fraktionierte Destillation nach H. Biltz eine geeignete Grundlage, wobei aber noch verschiedene Verbesserungen erforderlich waren. Wägung als Zinndioxyd (auch nach Gehläse-Anwendung) führte nämlich noch zu viel zu hohen Resultaten und nötigte zu weiterer Reinigung. Schmelzen mit Kaliumcyanid war für Mengen unter 1 mg nicht geeignet, wohl aber die Aufschließung mit Ätznatron. Zwecks nephelometrischer Endbestimmung der Spuren wurden die Empfindlichkeiten der Zinnreaktionen mit Cupferron, Thionalid und Phenylarsinsäure untersucht. Dazu war als Ergänzung das Verhalten des Nickels zu Phenylarsinsäure zu ermitteln, ferner der Einfluß von Natriumchlorid und Salzsäure auf diese Zinnreaktion. Dabei wurde gefunden, daß Eisen wie auch Phosphorsäure stark stören. Wegen Fehlens von Angaben über die Löslichkeit des Zinnsulfids bei Fällung mit Schwefelwasserstoff aus schwach saurer Lösung mußten auch hierüber Neheuuntersuchungen ausgeführt werden, die unter den praktisch vorliegenden Bedingungen schwierig waren. Nach

Beseitigung aller Hindernisse ergaben Versuche über die quantitative Wiedergewinnung eingewogener Zinnspuren mit diesem Verfahren gute Resultate.

Ein Mineral, von dem für den Überbringer fraglich war, ob es ein Chrom-, Titan-, Uran- oder Wolfram-Erz ist, stellte sich bei der Untersuchung als Tantalit heraus. Obwohl schon lange Zeit vorher Erfahrungen mit Columbit gemacht worden waren, bereitete die eingehendere Tantalitanalyse außerordentliche Schwierigkeiten wegen der auftretenden Komplikationen bei Berücksichtigung aller möglichen Nebenbestandteile und der massenhaften Widersprüche auch in der neuesten Literatur über die seltenen Erdsäuren und ihre Trennungen von anderen Bestandteilen. Es wurden deshalb viele Nebenuntersuchungen unausweichlich, um Verwechslungen und Irrtümer auszuschließen, um so mehr, als die Materialmenge ziemlich beschränkt war und infolgedessen oft Halbmikroausführung gewählt werden mußte. Besonders hervorzuheben sind vergleichende Versuche über den Nachweis der seltenen Erdsäuren durch Hydrolyse mit Salzsäure aus weinsaurer Lösung, durch Tanninfällung aus Oxalatlösung, ferner mit Tannin und Schwefelsäure sowie mit Phenylarsinsäure. Die in neuerer Zeit besonders gerühmte Hydrolyse mit Salzsäure aus weinsaurer Lösung ist nicht verlässlich und versagt öfter, ist also vor einer gründlichen Untersuchung über die Fällungsbedingungen nicht zu empfehlen. Auch die Zusammensetzung eines dunklen Niederschlages war aufzuklären, der bei der Tantalitanalyse in Azetatlösung durch Tannin entstand.

Edelmetalle

Da die Mehrzahl der bei uns zu untersuchenden Erze nur kleine bis äußerst kleine Edelmetallgehalte aufweist, zeitweise aber doch die Notwendigkeit bestand, auch diese möglichst genau zu bestimmen, so mußten die in den Laboratorien der Münzanstalten und Affinerien üblichen dokimastischen Schmelzverfahren (Ansiedeprobe) beträchtlich abgeändert werden. Diese haben nämlich die entgegengesetzte Aufgabe, die Bestimmung an Material mit hohem Gehalt auszuführen, wobei eine normale kleine Einwaage genügt und relativ große Auswaagen entstehen. In unseren Fällen sind dagegen sehr große Einwaagen notwendig und die Endbestimmung mündet in Mikroanalyse. Dabei sind auch große Mengen Probierblei erforderlich, weshalb dessen Gehalt an Edelmetallen in diesen Fällen eine ausschlaggebende Rolle spielt; da er nicht völlig konstant ist, so können, falls er nicht äußerst klein ist, auch bei Berücksichtigung desselben und Subtraktion vom Resultat schwere Differenzfehler entstehen. Eine Vorbedingung ist deshalb ein Probierblei, das möglichst frei von Edelmetall ist, dessen Gehalt möglichst genau ermittelt werden muß. Jahrelang wurden verschiedenste Sorten geprüft, wobei die meisten für unseren Zweck ganz ungeeignet waren, ja sogar eine garantiert silberfreie Sorte trotz des phantastischen Preises besonders viel Silber enthält. Endlich wurde eine Sorte (Firma Roessler) gefunden, welche nur einen minimalen Silbergehalt aufwies und praktisch frei von Gold war. Infolge dieses wesentlich kleineren Silbergehaltes des Probierbleies mußte auch das Herauspräparieren der Edelmetall-Mikroperle und ihre mechanische Reinigung abgeändert werden sowie die anschließende Quartierung.

Die Wägung auf der feinen Kornwaage konnte dadurch verbessert werden, daß mittels eines leichteren Reiters 0.01 mg noch direkt auf dem Reiterlineal ablesbar wurde. Für die immer weiter gesteigerten Genauigkeitsansprüche (bis zu 0.2 g Gold in 1 t und weniger, trotz der praktischen Wertlosigkeit solcher Materialien) konnten bei der Scheidung die gebräuchlichen Kölbchen, auch in verkleinerter Form nicht beibehalten werden, sondern es wurde dieselbe gleich in den Mikrogoldtiegelchen vorgenommen. Da jedoch häufig das Verhältnis Silber zu Gold auch ohne Zusatz von Quartierungssilber bedeutend größer ist, als es die normale Scheidung erfordert, so scheidet sich das Gold dann in Staubform aus und kann nicht mehr sicher quantitativ auf das Wägeschälchen gebracht werden, weshalb im Laufe der Zeit verschiedenste Versuche zur Überwindung dieser Schwierigkeit unternommen wurden, durch Abänderung der Säurestärke, Sammlung in einer Borsäureperle, Amalgamierung mit Quecksilber usw. Die Endbestimmung des Goldes wurde schon vor Jahren auch mikrokolorimetrisch mit ortho-Tolidin (nicht ortho-Toluidin, wie in der Literatur öfter unrichtig angegeben wird) ausgeführt, wodurch noch 0.001 mg Gold in 1 cm³ bestimmbar ist. Mikrometrische Ausmessung der Goldperle ermöglicht sogar noch unter 0.0001 mg Gold zu bestimmen, bzw. 1 mg Gold in 1 t = 0.000.000,1%. Aber hier besteht das Problem darin, daß, wenn man vorher die nasse Scheidung mit ihren folgenden Komplikationen bei der Goldsammlung vermeidet, die mikrometrische Gewichtsbestimmung der göldischen Silberperle unvergleichlich schwieriger ist als bei reinem Silber oder Gold.

Auch Kontrollversuche über die Genauigkeit der dokimastischen Silberbestimmung von Mikromengen wurden vorgenommen, ferner über eine zweimalige Scheidung von Spuren Gold vom Silber, welche eine unerwartet gute Übereinstimmung bis auf 0.01 mg Gold ergaben.

Vergleichende Versuche mit der „Ansiedeprobe“ und der „Tiegelprobe“ bei kleinem Goldgehalt ergaben eine Übereinstimmung bis auf 0.000.01% = 0.1 g in 1 t.

Wegen des sehr schwierigen „Verschlackens“ karbonatischer Proben, welche reich an Calcium und Magnesium sind, wurde untersucht, ob sich der dabei erforderliche große Zusatz von Borax bei Knappheit an diesem durch andere Zuschläge ersetzen läßt.

Für die Bestimmung von Platinspuren in Gesteinen sind gar manche verlockend erscheinende Methoden der Literatur nicht anwendbar, weil sie die Tatsache nicht berücksichtigen, daß in den meisten Fällen praktisch auch mit dem Vorhandensein von Silber und Gold zu rechnen ist. Es wurde die L. Schneidersche Trennung vom Silber und Gold erprobt und dessen Bestimmungsmethode mittels Kaliumjodid weiter ausgebildet, wodurch noch 0.01 mg Platin bestimmbar ist; dabei ist aber die Ausschaltung kleiner, stark störender Eisenspuren besonders wichtig. Wird nach der Trennung des Platins das kolorimetrische Zinnchlorürverfahren angewendet, so sind sogar noch 0.002 mg Platin bestimmbar.

Hinsichtlich der Untersuchung auf seltene Metalle der Platingruppe, bei gleichzeitiger Gegenwart von Silber und Gold, finden sich in der Literatur noch viele ungeklärte Fragen und schwere Widersprüche. Einige dieser Probleme wurden näher geprüft. Besonders fehlt es z. B. noch an einem einfachen direkten Nachweis von Platin neben anderen seltenen Platinmetallen.

Karbonate

In der Analyse von Dolomit und besonders Magnesit macht sich bei der lange Zeit für recht einfach gehaltenen Trennung des Calciums vom Magnesium mit Oxalat eine Verzögerung und sogar Unvollständigkeit der Calciumfällung bemerkbar, um so stärker, je mehr das Magnesium gegenüber dem Calcium hervortritt. Diese alte Erfahrung geriet zeitweise fast ganz in Vergessenheit und später wurden die verschiedensten Vermutungen darüber aufgestellt und bei den zahlreichen neueren Bearbeitungen einander gänzlich widersprechende Arbeitsvorschriften veröffentlicht. Schon Th. Schoerer erklärte die Ursache: das Calciumoxalat ist in Magnesiumsalzen löslich und ein genügender Überschuß an letzterem kann die Calciumfällung vollständig verhindern, was durch meine wiederholten Versuche bestätigt wurde. Dadurch ist diese Trennung zu einer der schwierigsten geworden, was sich auch bei allen anderen Materialien mit mäßigem bis kleinem Calciumgehalt und mittlerem bis höherem Magnesiumgehalt auswirkt, z. B. bei manchen Kali-Rohsalzen, einigen Mineralwässern, Talk, verschiedenen Silikatgesteinen usw. Im Laufe der Jahrzehnte wurden von mir viele bezügliche Erfahrungen gesammelt und Untersuchungen über die beste Abhilfe vorgenommen (unter Mitwirkung von K. Fabich). Filtriert man bald nach der Fällung des Calciums, so können dadurch arge Fehler entstehen, weil nicht nur das Calcium viel zu niedrig wird, sondern der gelöst bleibende Teil desselben später mit dem Magnesium ausfällt und dessen Resultat zu hoch wird. Läßt man das Filtrat von der Calciumfällung einige Zeit stehen vor der Magnesiumfällung, so können Nachfällungen eintreten, die nicht immer Calciumoxalat sind, sondern auch oder vorwiegend Magnesiumoxalat, wodurch sich wieder Fehler ergeben. Wenn aber nach der Calciumfällung längere Zeit abgewartet wird vor der Filtration, so entsteht die Gefahr, daß sich auch Magnesiumoxalat mit ausscheidet. Eine Umfällung des Calciumoxalatniederschlages entfernt zwar mitgefallenes Magnesium, hindert aber nicht den schon erfolgten Verlust an Calcium. Und die Umfällung des Magnesiumammoniumphosphat-Niederschlages ist aus anderen Gründen wohl anzuraten, ändert aber hinsichtlich eines Calciumgehaltes desselben nichts. Die von Hillebrand längst empfohlene Bestimmung des Calciumrestes im gewogenen Magnesiumniederschlag ist zwar eine wichtige Abhilfe, beseitigt aber nicht den Fehler, der bei nur einmaliger Calciumoxalatfällung durch Mitfallen von Magnesium entstehen kann und wird überdies in der Praxis wegen ihrer schwierigen Ausführung meist nicht angewendet. Völlige Sicherheit wird erreicht, wenn man den ersten Calciumniederschlag umfällt, in den Filtraten eine eventuelle Nachfällung abwartet, welche dann zu filtrieren und einer neuerlichen Calcium-Magnesium-Trennung zu unterwerfen ist, worauf das Magnesium unter Umfällung bestimmt wird und nach Wägung das darin noch befindliche Calcium ermittelt werden muß. Das ist allerdings kompliziert und zeitraubend, gibt aber verlässliche Resultate.

Über die Bestimmung des Calciumrestes im gewogenen Magnesiumniederschlag durch die Sulfatmethode wurden die verschiedenen Verfahren nachgeprüft, wobei mehrere Angahen als unrichtig befunden wurden, und die richtige Ausführung ist jedenfalls recht heikel. Auch wenn bei kleinem Calcium- und hohem Magnesiumgehalt anstatt der Oxalatmethode

sofort das Sulfatverfahren in irgendeiner Abart angewendet wird (wobei übrigens im Falle einer vorhergegangenen Aufschließung Rücksicht auf die notwendige Abänderung wegen der Störung durch Alkalisalze zu nehmen ist), ist die Durchführung keineswegs so einfach wie sie aussieht.

Die stark umstrittene Methode von Meigen zur Unterscheidung von Calcit und Aragonit hat sich bei Überprüfung gut bewährt.

Zur gleichzeitigen Bestimmung des Gesamt Mangans in der Haupteinwaage, unter Vermeidung der gewöhnlich erfolgenden mehrfachen Verteilung des Mangans auf verschiedene Niederschläge, läßt sich das Prinzip meiner für die Silikatgesteine ausgearbeiteten Methode unter entsprechender Abänderung der Mengenverhältnisse in vielen Fällen anwenden.

Organische Substanzen können bei der manchmal erforderlichen direkten Eisenoxydnbestimmung durch Titration fehlerhaft einwirken. In einigen Fällen läßt sich dieser Fehler abschätzen, aber nicht immer, und im letzteren Fall ist das Eisenoxydul aus der Differenz zwischen Gesamt-Eisen und direkt bestimmten Ferri-Eisen (siehe Silikatgesteine) zu ermitteln.

Da wegen der schwierigen direkten Bestimmung des Aluminiumoxydgehaltes dieser üblicherweise meist aus der Differenz zwischen dem gesamten Ammoniakniederschlag und den anderen darin bestimmten Bestandteilen erfolgt, so ergeben sich daraus an und für sich schon prinzipielle Fehler, um so größer, weil nur sehr selten sämtliche anderen Bestandteile dieses Niederschlages bestimmt werden. Wenn Aluminiumoxyd darin nicht überwiegt, so wirkt sich das besonders stark aus. Da dieses Problem ganz ähnlich auch bei der Analyse von Quarzgesteinen und Mineralwässern usw. vorliegt, so wurden im Laufe der Zeit unter Berücksichtigung der Literaturvorschläge verschiedene Versuche zwecks Auffindung einer nicht komplizierten Methode zur direkten Bestimmung solcher kleiner Aluminiumoxydgehalte unternommen, ohne daß bisher ein gleichzeitig einfaches und auch genaues Verfahren gefunden werden konnte.

Wiederholte Untersuchungen zeigten, daß die Fällung von wenig Sulfat mittelst Baryumchlorid durch größeren Calciumgehalt stark gehemmt wird, wodurch die hisherigen Vorschriften zur Schwefelbestimmung in Karbonatgesteinen und die Resultate unrichtig sind. Größere Mengen Calcium müssen deshalb vorher entsprechend abgeschieden werden.

Erforderlich wurden auch Versuche über den Beginn der thermischen Zersetzung von Dolomit (unter Mitwirkung von K. Fabich).

Bei Analysen von Kalkstein und auch karbonatisch-silikatischen Mischgesteinen werden üblicherweise Calcium und Magnesium auf Grund ihrer Bestimmung dann als Karbonate berechnet und angegeben, ohne eine Kohlensäurebestimmung auszuführen. Bei Summierung aller Bestandteile ergibt sich dann manchmal ein sehr beträchtlicher Überschuß über 100 %, der auch bei Kontrollbestimmungen nicht verschwindet, also nicht auf Analysefehlern beruht. An dieser in der Literatur nicht erwähnten Tatsache ändert sich auch nur wenig, wenn das Gesamteisen nicht als Karbonat in Rechnung gestellt wird, sondern zweiwertiges oder dreiwertiges Eisen gesondert bestimmt und letzteres als Eisenoxyd berechnet wird. Der Fehler liegt in den beobachteten Fällen auch nicht an einem größeren

Mangengehalt, der in anderer Verbindungsform vorhanden sein könnte als er in Rechnung gestellt wurde, weil er dazu viel zu klein ist. Die Ursache liegt vielmehr in der Berechnung der Karbonate des Calciums und Magnesiums, denn wenn man die Gesamtkohlensäure direkt bestimmt, so ergibt sich in diesen Fällen beträchtlich weniger. Dadurch entsteht auch eine gute Summe aus der Angabe von CaO, MgO, direkt bestimmter CO₂ und den übrigen Bestandteilen. Es liegt also in diesen Fällen gegenüber den normalen Karbonaten ein Basenüberschuß, respektive tatsächliches Kohlensäuredefizit vor. Und es ist dadurch wahrscheinlich, daß so manche Dolomitanalysen mit berechnetem Calciumkarbonat und Magnesiumkarbonat falsch sind. Direkte Kohlensäurebestimmung ist also unbedingt erforderlich, besonders wenn die Summe 100% wesentlich übersteigt. Auch wird es deshalb sehr vorteilhaft sein, für die Karbonatgesteinsanalyse ergänzende Untersuchungsmethoden auszubilden, um direkt einen eventuellen Basenüberschuß qualitativ festzustellen und quantitativ zu bestimmen. Dazu gibt es verschiedene Möglichkeiten und wurde mit bezüglichen Vorarbeiten bereits begonnen. Damit zusammenhängend wurde auch die noch fehlende Bestimmung der Löslichkeit von Dolomit in reinem destilliertem Wasser angeführt.

Silikatgesteine

Auf diesem schwierigen Spezialgebiet war die Hauptaufgabe nicht die Anwendung von Schnellverfahren, sondern die Ausbildung möglichst genauer Methoden sowohl für petrographische als auch für praktisch-industrielle Zwecke (Quarzgesteine usw. für keramische und Glasindustrie). Die bezüglichen noch nach Beginn dieses Jahrhunderts verbreiteten Analysemethoden waren in den meisten Laboratorien, welche Gesteinsanalysen ausführten, größtenteils noch ziemlich primitiv und meist ohne Berücksichtigung der bahnbrechenden Arbeiten von Hillebrand. Es wurde deshalb von mir angestrebt, die letzteren weitgehend praktisch anzuwenden, weiter zu vervollkommen und zu ergänzen. Dabei konnten im Lauf der Jahrzehnte große Fortschritte erreicht werden, ganz besonders in den Jahren 1940 und 1941, als es unserem Laboratorium möglich war, sich fast ausschließlich der Gesteinsanalyse zu widmen; das mußte allerdings bald darauf ganz abgehrochen werden wegen der vordringlich gewordenen Erzanalysen.

Über jeden Hauptbestandteil und fast sämtliche Nebenbestandteile wurden von mir Untersuchungen ausgeführt, so daß die Analysen auf Grund eigenen Erfahrungswissens eine feste Basis erhielten. Die Genauigkeit der Hauptbestandteile wurde erhöht und die Zahl der bei den Analysen bestimmten Nebenbestandteile und Spuren allmählich immer mehr vergrößert. Die Grenze der Bestimmbarkeit konnte bei diesen mengenmäßig sehr untergeordneten Bestandteilen um ein bis zwei Dezimalstellen weiter hinausgerückt werden, so daß statt der früheren äußersten Grenzen von 0.1 bis 0.01% nun 0.01 bis 0.001% bestimmbar wurde (z. B. 0.01% F und Cl, 0.001% Cr, V, Ni). Das Stufenphotometer war bei diesen Verfeinerungen eine außerordentliche Hilfe. Trotz der dafür notwendigen Vorarbeiten, Auswahl der geeignetsten Spektralfilter, Anfertigung der Eichkurven, Kompensationslösungen usw. ist bei Serienanalysen die Zeitersparnis

sehr groß. Doch konnte festgestellt werden, daß auch beim Stufenphotometer bei manchen Bestimmungen kleine subjektive Unterschiede verschiedener Beobachter sich besonders bei stärkeren Konzentrationen ergeben, weshalb entsprechende Verdünnung ratsam ist und auch Vorsicht bei Benützung von Eichkurven, welche von einem anderen Analytiker hergestellt wurden.

Obwohl so der Analysenumfang allmählich beträchtlich erweitert wurde und eine Erhöhung der Genauigkeit stattfand, konnte auch durch neue Kombinationen der Bestimmungen mancher Nebenbestandteile in einer Einwaage der dafür erforderliche Zeitaufwand stark verringert werden. Mancher Hauptbestandteil benötigt hingegen durch die eingeführten Feinkorrekturen mehr Arbeit als früher.

Der erste Überblick über diese Methodenuntersuchungen und die einzelnen Veröffentlichungen darüber wurde von mir in den Glastechnischen Berichten (19. Bd., 345; 1941) gegeben.

Auch über die Übereinstimmung der Resultate, welche bei wiederholter Ausführung einer Analyse nach denselben Methoden durch den gleichen und auch andere Analytiker erreichbar ist, wurden wiederholt von mir und K. Fabich sowie anderen Hilfskräften Untersuchungen ausgeführt, die durchaus befriedigend ausfielen. In manchen mineralogischen Instituten ist es noch üblich, solche Analysen von Untersuchenden ausführen zu lassen, welche gar keine Fachanalytiker sind oder erst Anfänger, die nur einen einzigen Analysengang kennengelernt haben, ohne vergleichendes eigenes Erfahrungswissen über die Vor- und Nachteile der verschiedenen Verfahren und die Störungsmöglichkeiten durch Nebenbestandteile. Die ungeheuren Differenzen, welche gelegentlich solcher vergleichender Analysen verschiedener Laboratorien entstanden (ganz besonders, wenn verschiedene Methoden angewendet werden), sind daher nicht verwunderlich, da die Gesteinsanalysen auch dem geschulten Analytiker und manchmal sogar den darin langjährig erfahrenen Spezialisten große Schwierigkeiten bereiten können, die der Anfänger, bzw. Mineralog oder Petrograph gar nicht bemerkt. Dafür wird manchmal von solcher Seite scharfe Kritik auch an sorgfältigst, von erfahrenen Spezialisten ausgeführten Analysen geübt, wenn diese nicht mit dem mikroskopisch-petrographischen Befund übereinstimmen; eine Kritik, die nicht selten nur auf petrographische Fehler zurückzuführen ist (ahnorm zusammengesetzte Mineralien, verwechselte oder übersehene Minerale oder gar Verwechslung von Dünnschliffen). In Veröffentlichungen solcher von Mineralogen oder Petrographen ausgeführter Analysen sind ja auch, wenn Angaben über die Methoden überhaupt gemacht werden, gar nicht selten schwere prinzipielle Fehler ersichtlich¹⁾; doch haben auch Fachanalytiker, wenn sie mit diesem Gebiet nicht sehr vertraut sind, auf demselben versagt.

Von unseren bezüglichen Untersuchungen sei angeführt: Wieviel Kieselsäure beim Zerreiben des Pulvers in der Achatschale von dieser abgerieben wird und in die Probe gelangt.

Bezüglich der Sodaaufschließung wurde bestimmt, welche Mengen Platin aus dem Aufschließungstiegel und welche aus der Abdampfschale gelöst werden.

¹⁾ Vor Anleitungen zur Analyse von solcher Seite ist deshalb besonders zu warnen, weil sie nur zu häufig zeigen, wie man es nicht machen soll.

Die Größe des Verlustes an Kieselsäure beim Abdampfen in einer Porzellanschale wurde festgestellt und Porzellan als ungeeignet bestätigt. Über die auch in Platinschalen bei sorgfältigster Arbeit und doppelter Abscheidung entstehenden unvermeidlichen mechanischen Verluste (durch festhaftende Reste) wurden Feststellungen vorgenommen und ein Verfahren zur quantitativen Bestimmung dieser Spuren sowie der eventuell auch an dem Aufschließungs-Tiegel noch festhaftenden Reste zwecks Feinkorrektur erprobt. Sehr oft wurde die Menge der bei der zweiten Abscheidung noch erhaltenen Kieselsäure gesondert bestimmt. Über die Entstehungsursache des beim Abdampfen sich bildenden „Kieselsäure-Randes“ wurden Versuche ausgeführt. Ferner konnte die richtige Ermittlung des manchmal überraschend großen Fluorierungsrückstandes der gesamten Rohkieselsäure durch geeignetes Glühen verbessert werden. Auch die Aufarbeitung dieses Fluorierungsrückstandes wurde zwecks Vermeidung möglicher kleiner Verluste von Calcium und Magnesium verbessert. Die neuerliche nachträgliche Bestimmung des Leergewichtes des Tiegels nach der Aufschließung und Reinigung (sowohl bei Bestimmung der Kieselsäure als auch der Sesquioxyde) wird häufig falsch ausgeführt und in Anleitungen unrichtig vorgeschrieben. Sie ist verbesserungsfähig, aber ein ideales Verfahren dafür ist aus verschiedenen Gründen noch nicht gefunden, nicht nur wegen der Angreifbarkeit des Tiegels (wofür Korrekturen möglich sind), sondern auch wegen der nicht genügenden Gewichtskonstanz der meisten Platintiegel in der Hitze.

Eine Reihe von Untersuchungen betraf die Bestimmung der Sesquioxyde. Für möglichst genaue Analysen ist die Anwendung von stets frisch durch isotherme Destillation hergestelltem Ammoniak ratsam, das nicht in Glas aufbewahrt und gegen Aufnahme von Kohlensäure geschützt wird. Als Indikator bei der Fällung ist Methylrot bei Gegenwart von viel Eisen nicht zu empfehlen, sondern Chlorphenolrot vorzuziehen, dessen Umschlag besser sichtbar ist und das überdies den Vorzug hat, bei Zusatz von Oxydationsmitteln beständiger zu sein. Auch der Einfluß des normalerweise vorhandenen Fluorgehaltes auf die Vollständigkeit der Aluminiumfällung wurde untersucht; ferner die Fällbarkeit des Titans durch Ammoniak nach vorheriger Oxydation mit Wasserstoffsuperoxyd bei Abwesenheit und Anwesenheit von Ferri-Eisen.

Eine vergleichende quantitative Prüfung der verschiedenen Arten des Auswaschens des Ammoniakniederschlages bewies die günstige Wirkung des Ammoniumnitrats; aber auch, daß bei genauen Analysen die Wiedergewinnung der noch gelöst bleibenden Reste von Aluminium und Eisen stets erforderlich ist. Eine weitere Untersuchung behandelte die Frage, ob diese wiedergewonnenen Reste auch etwas Calcium oder Magnesium mitreißen und umgefällt werden müssen.

Bei dieser Gewinnung der Sesquioxydreste durch Eindampfen der Filtrate von den Hauptfällungen entsteht manchmal ein rätselhafter, schwerer, sandiger Niederschlag, der sich deutlich von der normalen leichten flockigen Restfällung unterscheidet. Da seine Menge meist nur unter 1 mg beträgt, so war die Mikroanalyse desselben eine äußerst schwierige Aufgabe, die erst nach einigen Jahren gelöst werden konnte, weil nicht nur eine ganze Reihe seltener Elemente in Betracht kam, sondern das analytische Verhalten desselben lange Zeit zu verschiedensten Unstimmig-

keiten und unrichtigen Vermutungen führte. Schließlich ergab sich, daß es sich um eine komplexe Platin-Ammonverbindung (schwer lösliches Chlorid einer Platin-Amminbase) handelt, mit ungewöhnlichen irreführenden Reaktionen infolge der Maskierung. Die Bestätigung erfolgte durch synthetische Versuche, welche identische Präparate lieferten. Eine notwendige Ergänzung der qualitativen Analyse der Chloridgruppe ist die Folge davon.

Verschiedene Fehlermöglichkeiten bei der notwendigen Umfällung des ersten Hauptniederschlages der Sesquioxyde können verhindert werden durch Filtration desselben mittels Glasfiliertiegel und anschließender Auflösung. Dabei wurden auch Versuche über die Sicherung der vollständigen Auflösung des mitgefällten Mangans ausgeführt.

Zur Trennung des gewogenen Ammoniakniederschlages wurde nach mehreren Versuchen mit der von Janasch und Dittrich empfohlenen Ätznatronschmelze, welche verschiedene Mängel aufweist, später die Pyrosulfatschmelze angewendet, wobei allerdings noch kein erprobtes Verfahren zur direkten Aluminiumbestimmung vorliegt; ein paradoxer und empfindlicher Nachteil, da es sich dabei doch um einen der allgewöhnlichsten Bestandteile handelt, der überdies den zweitwichtigsten Hauptbestandteil der Silikatgesteine bildet. Beim Auflösen der mit Kaliumpyrosulfat erhaltenen Schmelze verbleibt in sehr seltenen Fällen ein unlöslicher kristallinischer Rückstand in kleiner Menge, der nicht auf unvollständige Aufschließen zurückzuführen ist. Die Mikroanalyse ergab, daß hier eine eigentümliche Art von unlöslichem Alaun vorliegt, der nur in der alten Literatur (Muspratt) erwähnt wird. Deshalb wurde später meist mit Natriumpyrosulfat aufgeschlossen.

Hinsichtlich der kolorimetrischen Titanbestimmung wurde unter Mitarbeit von K. Fabich die Wirksamkeit der bei wenig Titan erforderlichen Ausschaltung des Einflusses eines hohen Eisengehaltes durch Eisenzusatz zur Vergleichslösung geprüft; ebenso auch der Einfluß von Phosphorsäure, die zur Eisenausschaltung verwendet wird, auf die Titankolorimetrie; weiters die Haltbarkeit der Titanstandardlösung.

Ferner gelangten Kontrollbestimmungen zur Durchführung, ob der bei den Sesquioxyden ermittelte Titangehalt genau so viel ergibt wie die Titanbestimmung in gesonderter Aufschließen.

Über die Genauigkeit der nach Reduktion durch Schwefelwasserstoff erfolgenden Titration des Gesamteisens konnte festgestellt werden, daß ein angehlicher Mehrverbrauch an Permanganat kaum merklich ist und daß auch eine von mancher Seite behauptete Reduktion des Titans durch Schwefelwasserstoff nicht erfolgt. Der in der Literatur wiederholt berichtete Fehler der Gesamteisenbestimmung, welcher dadurch eintreten kann, daß bei der anfänglichen Sodaaufschließen ein Teil des Eisens sich mit der Tiegelwand verbindet und schwer löslich wird, kann korrigiert werden, wenn nach der Entfernung der Kieselsäure eine entsprechende Aufschließen ausgeführt und die erhaltene Lösung mit der Hauptlösung vor der Gesamteisenbestimmung vereinigt wird.

Die mehrfache Verteilung des Mangans bei normaler Analysenausführung auf den Ammoniakniederschlag sowie die Calciumoxalat- und Magnesiumammoniumphosphatfällung, verbunden mit der Unvollständigkeit der Manganfällung durch Ammonsulfid, ergab entweder mehrere Fehler oder

nötigte zu verschiedenen umständlichen Komplikationen der Analyse zwecks Korrekturen. Dadurch war schon längst eine gründliche Beseitigung dieser Mängel dringend wünschenswert. Sie konnte von mir nach jahrelangen Versuchen erreicht werden durch oxydierende Mitfällung des Gesamt-mangans mit den Sesquioxiden und ein stark abgeändertes Verfahren zur Aufarbeitung dieses Niederschlages¹⁾. Zahlreiche Vor- und Nebenuntersuchungen sowie Ergänzungen waren dafür erforderlich und viele unerwartete Schwierigkeiten zu überwinden: Über die Vollständigkeit der Mitfällung durch verschiedene Verfahren (besonders Wasserstoffsuperoxyd sowie Bromwasser), auch im Vergleich mit der Gesamtmanganbestimmung in gesonderter Einwaage; Silbernitrat und Ammoniumsulfat sind zur Umwandlung in Permanganat hier nicht anwendbar; die Entstehung von Mißfärbungen und Trübungen zeigte sich nach langem vergeblichen Suchen der Ursache als durch das gelöste Platin bewirkt, welches deshalb unbedingt abgeschieden werden muß; Titan ergab unerwartete Störungen, die zur Feststellung des einzuhaltenden minimalen und maximalen Säuregehaltes nötigten; Störungen durch Chrom mußten berücksichtigt und ausgeschaltet werden, wobei auch dessen Verteilung untersucht wurde; ein selten dabei auftretender überraschender Niederschlag in sehr kleiner Menge stellte sich nach mikrochemischer Analyse als metallisches Silber heraus und führte zu einer weiteren Verbesserung; für minimale Mangangehalte mußte die störende Eisenfärbung ausgeschaltet werden.

Das Wesentliche dieses neuen, bereits seit vielen Jahren erprobten Verfahrens besteht darin, daß nach der Pyrosulfataufschließung zuerst das Gesamtmangan kolorimetrisch bestimmt wird, dann das Titan kolorimetrisch und schließlich das Gesamteisen titrimetrisch.

Eine große Zahl von Untersuchungen erfolgte über die Trennung des Calciums vom Magnesium durch Oxalat, welche früher für einfach gehalten wurde, sich aber (besonders wenn Calcium zurücktritt und Magnesium überwiegt) als sehr schwierig herausstellte. Die Ursachen liegen darin, daß einerseits die vollständige Fällung des Calciumoxalats durch das Magnesium beeinträchtigt wird, andererseits bei längerem Stehen der Fällung auch Magnesiumoxalat mit ausfällt. Die gewöhnlich angeratene Umfällung des ersten Calciumniederschlages genügt allein nicht zur Behebung der Fehler, weil eine Unvollständigkeit der ersten Calciumfällung dadurch nicht korrigiert wird. Es gelang, diese schweren Fehlermöglichkeiten mit Sicherheit zu beseitigen; eine kurze Darstellung der Abhilfe ist bei den Karbonatgesteinen zu finden. Auch die Bestimmung des Calciumrestes im gewogenen Magnesiumpyrophosphat ist sogar nach der verbesserten Vorschrift von Hillebrand-Lundell infolge der leicht eintretenden Mitfällung von Magnesium noch mit Fehlermöglichkeiten verbunden, worüber gleichfalls mehrere Untersuchungen ausgeführt wurden, die eine weitere Verbesserung ergaben. Für den Nachweis und die Bestimmung von wenig Calcium neben viel Magnesium, wobei die Oxalatmethode versagt, ist die Sulfattrennung in ihren neueren Abarten nachgeprüft und angewendet worden.

Hinsichtlich der Magnesiumammoniumphosphat-Fällung wurde untersucht, ob die umstrittene, vorherige Entfernung der Ammonsalze notwendig

¹⁾ O. Hackl, Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt, 86, 65 (1936); Zeitschr. f. analytische Chemie, 105, 81, 182, 320 (1936); 110, 401; 112, 174.

ist, u. zw. durch vergleichende Versuche, wieviel Magnesium mit und ohne Ammonsalz gelöst bleibt. Gleichfalls unter Mitarbeit von K. Fabich erfolgt eine Nachprüfung darüber, ob die Umfällung des Magnesiumniederschlages erforderlich ist und ob die bei der ersten Fällung vorhandenen großen Mengen von Natriumchlorid einen Einfluß ausüben. Auch über die schließlich noch gelöst bleibenden Restspuren von Magnesium wurde eine Untersuchung ausgeführt. Alte Angaben über die Beschleunigung der Ausfällung des Magnesiumammoniumphosphats durch starkes Rühren konnten bestätigt werden. Ferner gelang es, die langwierige Veraschung des Filters abzukürzen.

Die auch für Mineralwässer und Karbonatgesteine wichtige Trennung kleiner Mengen Strontium von viel Calcium wurde von mir wiederholt und eingehend untersucht. Das Verfahren mit Alkohol und Äther weist Schwierigkeiten und Mängel auf, die in der Literatur teils nicht genügend, teils gar nicht hervorgehoben werden und durch welche die Strontiumbestimmung mehrfach zu hoch ausfallen kann, wenn die Trennung nicht wiederholt wird. Deshalb wurde die Salpetersäuremethode näher untersucht, welche aber auch nach verbessernden Abänderungen in der Ausführung sehr heikel ist und große Erfahrung verlangt. Eine noch fehlende direkte Löslichkeitsbestimmung des Strontiumnitrats bei der gewählten Säurestärke ergänzte diese Arbeit und es gelang auch eine weitere Verminderung dieser Löslichkeit. Es lag nahe, zu untersuchen, ob mit rhodizonsaurem Natrium, das bekanntlich mit Strontium reagiert, aber nicht mit Calcium, eine beträchtliche Verbesserung dieser Trennung erreichbar ist. Überraschend ergab sich, daß dies nicht möglich ist, weil durch Calcium ein stark hindernder Einfluß auf die Strontiumfällung ausgeübt wird, was auch für die qualitative Analyse wichtig ist.

Da die Calciumoxalatfällung durch viel Magnesium sehr unvollständig wird, so war zu vermuten, daß auch bei dem so nahe stehenden Strontium die Mitfällung als Oxalat durch das Magnesium behindert wird, um so mehr, als Magnesium gegenüber Strontium normalerweise weit mehr überwiegt als gegenüber Calcium. Diese Vermutung konnte voll bestätigt werden. Die üblichen Strontiumbestimmungen im gewogenen Calciumoxyd sind also aus dieser Ursache zu niedrig (während die übliche, darauf folgende Trennung mit Alkohol und Äther an und für sich bedeutend zu hohe Ergebnisse liefert, so daß die Resultante beider Fehlerquellen gar nicht abgeschätzt werden kann). Dadurch gelangt Strontium auch in den Magnesiumniederschlag und es mußte deshalb zur Korrektur auch ein Verfahren gesucht werden, das es ermöglicht, im Magnesiumniederschlag neben dem vorhandenen Calciumrest auch den Strontiumrest zu bestimmen.

Die alte Angabe, daß Spinell durch Soda nur teilweise aufgeschlossen wird, ist in der Literatur fast ganz in Vergessenheit geraten und mußte bei der Nachprüfung leider bestätigt werden. Es zeigte sich aber auch, daß Flußschwefelsäure gleichfalls nicht genügend aufschließt. Unter Mitwirkung von K. Fabich und O. Böhm wurden auch verschiedene andere Aufschließungsmittel versucht (darunter Pyrosulfat), welche aber noch nicht restlos befriedigten. Jedenfalls ist besonders feines Pulver und ungewöhnlich lange Aufschließungsdauer erforderlich. Wegen des nicht seltenen Vorkommens von Spinell und auch dem sich ähnlich verhaltenden Korund ist die Fortführung dieser Versuche geplant.

Zur Bestimmung der Alkalien wurde statt des nach der Jahrhundertwende noch vielfach üblichen Flußsäureverfahrens die Smithsche Aufschließungsmethode eingeführt, doch waren dabei über viele Fragen Untersuchungen auszuführen. Vor allem bildet die Verwendung eines genügend alkalifreien Calciumkarbonats eine Hauptschwierigkeit. Die bekanntesten Analysenmarken wurden daraufhin geprüft (Mitarbeit von K. Fabich), wobei sich die meisten als unbrauchbar erwiesen, weil sie einen viel höheren Alkaligehalt hatten als der garantierte Maximalgehalt.¹⁾ Eine in der Literatur als völlig alkalifrei empfohlene Sorte war sogar ganz besonders stark alkalihaltig. Als Ursache dieser Differenzen fand ich fehlerhafte Prüfungsvorschriften. Das vielfach, auch in erstklassiger Literatur über Reagenzienprüfung, angeratene bloße Auskochen des Präparates mit Wasser löst die Alkalien nur teilweise heraus, weshalb es unbedingt notwendig ist, den Blindversuch zur Ermittlung der Korrektur genau so auszuführen wie die eigentliche Bestimmung. Selbst ausgeführte Reinigung des Präparates durch Umfällung ist naheliegend, führt aber auch trotz größter Sorgfalt nicht zu einem wirklich ganz alkalifreien Produkt, dessen Herstellung weiter ein ungelöstes Problem bildet. Die geringe Löslichkeit der Magnesia beim Auswaschen mit Wasser nach dem Aufschluß ist eine weitere Fehlerquelle; das empfohlene Auswaschen mit Calciumhydroxydlösung ist keine ausschließliche Verbesserung, weil auch das Calciumhydroxyd nicht frei von Alkali ist. Ferner war unter Mitwirkung von K. Fabich der umstrittene Alkalirückhalt bei nur einmaliger Aufschließung zu überprüfen sowie die Frage, ob die Ausfällung des Calciumkarbonat wiederholt werden muß. Die schließliche Reinigung der Alkalichloride, besonders auch von Baryumresten, ist bei genauen Analysen häufig weiter fortzusetzen, als die üblichen Vorschriften angehen, und nach der Wägung noch eine Reinheitsprüfung auszuführen. Für diese Zwecke wurde die Anwendbarkeit des verbesserten Verfahrens von Schaffgotsch und der Oxinmethode zur Abtrennung von Magnesiumresten untersucht.

Zur Trennung des Kaliums vom Natrium wurde nach längerer Verwendung der Platinmethode auch das Perchloratverfahren benutzt. Hauptsächlich wegen der leichteren Beobachtung des Trennungserfolges bei der Platinmethode erfolgte die Rückkehr zu dieser und eine Verbesserung derselben, um sicher zu verhindern, daß das Natriumplatinchlorid beim Eindampfen wasserfrei wird. Auch ein Verfahren zur Umwandlung des Kaliumplatinchlorids in Kaliumperchlorat (und umgekehrt) zwecks Kontrolle der Trennung wurde aufgesucht. Der umgekehrte Weg (zuerst Perchlorattrennung, dann Umwandlung in Kaliumplatinchlorid) ist weniger empfehlenswert, weil bei eventueller weiterer Aufarbeitung des Filtrats vom Kaliumperchlorat zwecks Natriumbestimmung die Gefahr von schweren Explosionen besteht. Für Fälle eines sehr kleinen Natriumgehaltes, wobei die Differenzmethode nicht befriedigt, gelangten Vorversuche über die direkte Natriumbestimmung durch Fällung zur Ausführung, wobei das Kali entweder als Differenz oder nach vorheriger Ausfällung ermittelt werden kann. Die Schnellmethode von Hicks und Bailey zur alleinigen Kalihestimmung konnte bei Grünsanden etwas abgeändert gut angewendet werden.

¹⁾ Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1930, 241.

Für die Eisenoxydulbestimmung wurden die Fehler durch Oxydation während der Aufschließung bei verschiedenen Verfahren ermittelt ¹⁾. Auch einige Vorversuche über die radikale Verhinderung dieses Fehlers wurden ausgeführt. Vergleichende Bestimmungen mit Fein- und Grobpulver bestätigten die Notwendigkeit der Anwendung möglichst groben Gesteinspulvers. Auch zeigte sich, daß der von Barnebey eingeführte Zusatz von Borsäure bei der Titration sehr empfehlenswert ist. Zwecks weiterer Verbesserung der Erkennung des Endpunktes wurden Versuche mit den neueren Indikatoren der Triphenylmethangruppe ausgeführt, welche keine bedeutende Verbesserung ergaben; wohl aber führte das Tri-o-Phenanthrolin-Ferrosulfat zu einer wesentlichen Verschärfung des Endpunktes. Bei karbonatreichen Silikatgesteinen ist die Eisenoxydulbestimmung nicht in üblicher Art ausführbar wegen des starken Schäumens; sie ist ohne Verlust möglich durch gesonderte Bestimmung des säurelöslichen Anteils im Kolben und Kohlensäurestrom und anschließende normale Aufschließung des ungelösten Rückstands mit Flußschwefelsäure im Platintiegel zur Bestimmung des restlichen Eisenoxyduls.

Bei der üblichen Ermittlung des Eisenoxyds aus der Differenz zwischen Gesamt-eisen und Eisenoxydul ergeben sich im Falle kleinen Eisenoxyd-gehaltes schon prinzipielle Fehler infolge der Differenzmethode, vergrößert durch die sich übertragenden Mängel der Eisenoxydulbestimmung. Es wurde deshalb von mir die erste Methode zur direkten Bestimmung des Eisenoxyds in unlöslichen Silikaten ausgearbeitet durch Titration mit dreiwertigem Titansalz ²⁾. Auch Versuche zur Grundlegung einer genauen Bestimmung des Eisenoxyduls in unlöslichen Silikaten wurden dadurch angeregt ³⁾. Ferner wurde das erste Verfahren zur Mikroprüfung unlöslicher Silikate auf Eisenoxyd und Eisenoxydul ausgebildet.

Im Hinblick auf mögliche Fehler bei der Eisenoxydul-, respektive direkten Eisenoxydbestimmung erschien eine Untersuchung über die Löslichkeit von Magneteisenstein und Eisenglanz in Flußschwefelsäure erforderlich.

Die Bestimmung des Gesamtwassers erscheint sehr einfach, kann aber in manchen Fällen von Gesteinen mit abnorm hohem Gehalt an chemisch gebundenem Wasser (z. B. Lamprophyre) eine der schwierigsten werden. Bedeutend zu kleine Analysensummen veranlassen nicht selten eine unständliche, aber vergebliche Suche nach ungewöhnlich hohem Gehalt an Nebenbestandteilen, während die wirkliche Ursache öfter in einem außergewöhnlich großen Wassergehalt liegt, der erst bei sehr hoher Temperatur vollständig entweicht. Es wurde deshalb dazu übergegangen, die Bestimmung des Gesamtwassers als letzte auszuführen und bei ungenügender Summe die Wasserbestimmung bei möglichst gesteigerter Glüh-temperatur zu wiederholen. Das war auch die Ursache, weshalb von den Absorptionsverfahren mit offenem Rohr zur Methode von Brush-Penfield zurückgekehrt wurde, eventuell mit sehr schwer schmelzbarem Glas. Manchmal ist sogar aufschließende Schmelzung erforderlich, wobei dann ein Blindversuch mit dem betreffenden Zuschlag notwendig ist. Bleioxyd oder Natrium-vorflamat als Schmelzmittel zeigten keinen Vorteil gegenüber Borax,

¹⁾ Zeitschr. f. analyt. Chemie, 67, 197 (1925).

²⁾ Verhandl. d. Geol. Staatsanst. 1919, 51; Chemiker-Zeitung (Cöthen) 1919, Nr. 2/3; Zeitschr. f. analyt. Chem., 66, 401 (1925).

³⁾ Zeitschr. f. analyt. Chem., 67, 197 (1925).

bei dessen Anwendung die Schwierigkeit vorheriger vollständiger Entwässerung zu überwinden ist, was nach den älteren Vorschriften nicht erreicht wird. Weiter war zu untersuchen, ob die von mancher Seite ohne Nachweis behauptete zersetzende Wirkung eines höheren Eisenoxydulgehaltes auf das Wasser bei hoher Temperatur tatsächlich vorhanden ist. Diese Frage konnte noch nicht abschließend beantwortet werden, weil der Vorrat an genügend reinem Stickstoff während der Versuche zu Ende ging. Jedoch läßt sich durch Abänderung der Apparatur dieser mögliche Fehler beseitigen.

Bei der direkten Bestimmung der Kohlensäure durch Absorption erwiesen sich, besonders nach längerer Nichtbenützung der komplizierten Apparatur, Blindversuche sowie Kontrolle der Genauigkeit mittels eines reinen Karbonats als notwendig. Die manchmal größeren Gewichtsschwankungen der Absorptionsröhrchen lassen sich durch ein „Kontrollröhrchen“ großenteils ausschalten, doch ist auch das noch keine ideal sichere Beseitigung dieser Fehlerquelle. In Anbetracht des gewöhnlich nur kleinen Gehaltes ist deshalb eine viel größere Einwaage (5—10 g), als gewöhnlich empfohlen wird, sehr ratsam. Ich habe deshalb auch eine Apparatur für gasvolumetrische Bestimmung sehr kleiner Gehalte zusammengestellt, welche leider durch Plafondeinsturz noch vor der gründlichen praktischen Erprobung zerstört wurde und noch nicht ersetzbar war.

Sehr viele Untersuchungen betrafen die Bestimmung der Nebenbestandteile und Spuren sowie neue zeitsparende Kombinationen derselben:

Für die Schwefelbestimmung konnte die von Hillebrand empfohlene Weglassung der üblichen Kieselsäureabscheidung hestätigt werden. Bei hohem Titangehalt ist jedoch diese Abkürzung nicht ratsam; und wenn es sich nur um sehr wenig Schwefel handelt, so ist zu dessen Bestimmung die vorherige Abscheidung der Kieselsäure wegen der auszuführenden Konzentrierung unerläßlich.

Zur Bestimmung des Phosphors wurde nach verschiedenen anderen Verfahren die Fällung als Ammoniumphosphormolybdat und anschließende Wägung als $P_2O_5 \cdot 24 MoO_3$ gewählt, hauptsächlich deshalb, weil — wie schon Hillebrand bemerkte, in der übrigen analytischen Literatur aber meist nicht erwähnt wird — beim Auflösen mit Ammoniak zwecks Umfällung häufig eine weiße Trübung entsteht, welche phosphorhaltig ist, sich jedoch durch Zitronensäure nicht immer auflösen läßt, so daß dann eine beträchtliche Komplikation entsteht.

Von der früher üblichen Bestimmung des Schwefels und des Phosphors in gesonderten Einwaagen wurde wegen der Zeitersparnis allmählich ganz abgegangen, da sich nach vielen Vorversuchen herausstellte, daß diese beiden Bestandteile sehr gut in einer einzigen Einwaage bestimmt werden können, überdies auch gemeinsam mit Brom, Baryum und Zirkon. Später konnte sogar eine rasche und empfindliche Bestimmung des Vanadins (kolorimetrisch) damit verbunden werden und auch eine neue Uranbestimmung; bei letzterer lag allerdings das schwierige Problem einer exakten Trennung von Spuren Chromat und Uran vor, das erst nach längeren vergeblichen Versuchen erfolgreich gelöst werden konnte.

Ähnliche Kombinationsmöglichkeiten, außer den bereits früher von Hillebrand erprobten, gibt es noch viele andere.

Bei der kolorimetrischen Chrombestimmung konnte die Empfindlichkeit beträchtlich gesteigert werden und u. a. wurde auch der von einer Seite behauptete Einfluß des Filtrierens durch Papier auf das Resultat nachgeprüft.

Längere Zeit erfolgte die Erprobung der beiden Hauptverfahren für Baryum hinsichtlich ihrer Vor- und Nachteile. Dabei zeigte sich, daß beim Auflösen des in Wasser unlöslichen Rückstands der Sodaschmelze mit verdünnter warmer Schwefelsäure manchmal auffallend reichliche schwere Rückstände unlöslich bleiben, die zu einer Ahänderung des weiteren Analysenganges nötigen.

Beim Zirkon war die Möglichkeit einer Vereinigung mit der Baryumbestimmung durch Sodaaufschluß bereits bekannt. Ich fand aber auch die Möglichkeit dieser vereinigten Bestimmung durch Flußsäureaufschließung. Versuche über den Sodaaufschluß zur Zirkonbestimmung ergaben wiederholt überraschende Resultate betreffs der Säurelöslichkeit der erhaltenen Zirkonverbindung, wobei sich auch die Grundlage der Methode von Washington (ebenso von Groves) als unrichtig herausstellte. Es ist dadurch wohl ein großer Teil der früheren Zirkonbestimmungen fehlerhaft. Ein Weg zur richtigen Bestimmung konnte gefunden werden und auch ein Verfahren zur Reinigung des bei kalkreichen Gesteinen leicht sehr verunreinigten Zirkonphosphats.

Zwecks Behebung der beim Sodaaufschluß entstehenden Fehlermöglichkeiten wurde Aufschließung mit Kaliumkarbonat versucht, wobei sich aber meist sehr störende Trübungen ergaben. Eingehende Untersuchungen befaßten sich mit der Fällungsempfindlichkeit des Zirkons mit Phosphat einerseits und mit der in neuerer Zeit empfohlenen Phenylarsinsäure andererseits unter den praktischen Bedingungen; dabei erwies sich die ältere Phosphatfällung als bedeutend überlegen.

Betreffs der Fluorbestimmung mittels der Titankolorimetrie wurde eine neue Ausführungsform erprobt und deren Empfindlichkeitsgrenze festgestellt sowie der Einfluß der in Gesteinen vorkommenden Borsäuremengen. Die Störung durch vorhandenes Chromat konnte beseitigt werden, doch rührt eine hinderliche Eigenfärbung der Lösung nicht immer von Chrom her. Die eingehende Untersuchung einer sehr seltenen Farbstörung führte zu der Entdeckung, daß sie von Uran verursacht wird. Auf dieser Grundlage konnte eine neue empfindliche kolorimetrische Uranbestimmung mit Wasserstoffsuperoxyd ausgebildet werden. Dabei war das Verhalten von Vanadin, Cer, Molybdän und Wolfram zu Wasserstoffsuperoxyd in sodaalkalischer Lösung zu untersuchen und eine eventuelle Beeinflussung der Reaktion durch Fluor, Phosphat und Kieselsäure. Auch mußte festgestellt werden, ob beim Auslaugen des Sodaaufschlusses mit Wasser das Uran quantitativ gelöst wird und ob eine Verlustmöglichkeit infolge Reduktion von Uran durch Eisenoxydul und Ausfällung von 4-wertigem Uran durch Soda besteht, ferner ob bei der schließlichen Anreicherung kein Uranverlust eintritt. Sehr störend wirken Chromspuren. Da keine exakte Trennungsmethode für solche Spuren beider Bestandteile vorhanden war, so mußte eine solche erst gefunden werden. Ergänzend war auch die Wasserstoffsuperoxydreaktion des Molybdäns in saurer Lösung bei Gegenwart von Fluor zu prüfen.

Ferner erfolgte eine Prüfung der Empfindlichkeit der in neuerer Zeit sehr empfohlenen Fällung des Fluors mit Lanthansalz, anschließend auch

mit Scandiumsals. Letzteres führte zu keiner Steigerung und bei der Erprobung des Lanthans nach den Fällungsvorschriften der Literatur ergaben sich öfter auffallend reichliche Niederschläge, auch wenn kein Fluor vorhanden war. Erst nach längeren Versuchen konnte ein Verfahren gefunden werden, welches frei von diesem Fehler ist, aber keine wesentliche Verbesserung gegenüber der kolorimetrischen Bestimmung mittels Titan darstellt. Weiters wurde die Grenze der kolorimetrischen Bestimmung mit Ferrirhodanid ermittelt und der Einfluß gelöster Kieselsäure, Borsäure und großer Mengen Chlorid. Auch erfolgte eine Prüfung der Anwendbarkeit der Zirkon-Alizarin-Methode und des Einflusses gelöster Kieselsäure, Phosphorsäure und Borsäure sowie großer Mengen Natriumchlorids.

Die gewöhnlich vorhandenen hloßen Spuren von Chlor sind gewichtsanalytisch in normalen Einwaagen mit den gewöhnlich empfohlenen Verfahren nicht mehr bestimmbar. Es wurde deshalb die nephelometrische Methode angewendet, wobei entweder mit Vergleichslösungen oder mit dem Stufenphotometer gearbeitet werden kann. Der Einfluß des vorhandenen Natriumnitrats und der freien Kohlensäure ist in beiden Fällen zu berücksichtigen.

Hinsichtlich der Borsäure wurden verschiedene veröffentlichte Methoden versucht, doch konnte für Einzelbestimmung von Spuren noch nichts Befriedigendes gefunden werden.

Über die Bestimmung des Nickels wurden von mir zahlreiche Untersuchungen vorgenommen, da die alte Ammoniak- und auch Azetattrennung für bloße Spuren unbrauchbar ist. Auch das Verfahren von Mac Intosh ist bei viel Aluminium wegen der raschen Alterung und eintretenden Schwerlöslichkeit des Aluminiumhydroxyds mit größerem Nickelverlust verbunden. Es wurde deshalb später die direkte Fällung mit Dimethylglyoxim aus ammoniakalischer Lösung unter Weinsäurezusatz angewendet, nachdem auch das Verhalten von Titan, Calcium und Magnesium dabei geprüft worden war. Auch die Grenze des Nickelnachweises in Gegenwart der Gesteinshauptbestandteile und ohne dieselben wurde bestimmt, wobei eine bedeutend größere Empfindlichkeit resultierte als die Literatur angibt, nämlich 1 : 2.000.000 statt 1 : 400.000. Mit Sicherheit ist noch 0.01 mg Nickel ohne mikrochemische Hilfsmittel auffindbar, mit letzteren sogar 0.001 mg und weniger. Die Löslichkeit des Nickeldimethylglyoxims in Salzsäure und auch Essigsäure wurde gleichfalls untersucht. Wichtig war auch die Feststellung, ob bei der Kieselsäureabscheidung Nickelpuren mitgerissen werden. Die praktische Erprobung mit einem nickelfreien Gestein unter Zusatz von 0.1 mg Nickel ergab genau wieder die angewendete Menge.

Für unwägbare Nickelpuren wurde eine kolorimetrische Methode mit Dimethylglyoxim und Oxydationsmitteln benützt, wobei eine sehr hohe Empfindlichkeit (0.1 mg in 1 l) erreicht werden konnte. Da nach Literaturangaben Störungen durch Kupfer und Platin zu erwarten waren, so wurde das Verhalten kleiner Mengen dieser Bestandteile zu Dimethylglyoxim überprüft, wobei jedoch keine Störung eintrat. Nebenuntersuchungen betrafen die Fragen, ob Natriumchlorid, Ammonchlorid, Ammoniumnitrat, Ammoniumsulfat, Ammoniumoxalat, Natriumphosphat, Kupferspuren sowie Licht und die Zeit von Einfluß sind. Auch die Störung durch viel Eisen war zu überwinden, da dieses durch Fällung wegen Gefahr eines Nickelverlustes nicht zu beseitigen ist. Es gelang die optische Ausschaltung

und mit dem Stufenphotometer ist noch 0.001% Nickel in normaler Einwaage bestimmbar.

Wegen fehlender Literaturangaben mußte auch das genaue quantitative Verhalten von Spuren Nickel und Magnesia beim Aufschluß mit Soda und Auslaugen mit Wasser ermittelt werden.

Bei den Lithiumspuren der Gesteine versagen die alten Fällungsverfahren mit Phosphat wegen ihrer viel zu geringen Empfindlichkeit, und die neueren Extraktionsmethoden haben den schweren Nachteil, daß die für die Löslichkeit der anderen Alkalichloride anzubringenden Korrekturzahlen etwas schwanken und oft ein Vielfaches des vorhandenen Lithiums betragen, wodurch es häufig zweifelhaft bleibt, ob Lithium überhaupt vorhanden ist oder nicht. Es wurde deshalb die auch bei Mineralwässern gut anwendbare, bedeutend empfindlichere, neue ammoniakalische Phosphatfällung von Noyes benützt, die ich überdies noch 50fach weiter verfeinern konnte. Auch die neue Lithiumreaktion mit Ferriperjodat wurde auf ihre Anwendbarkeit geprüft, doch ergab dabei der starke Einfluß von Natrium noch Schwierigkeiten.

Die vielen, unbewußt falschen Bestimmungen des Berylliums und der Schwindel, welcher einige Zeit mit angeblich stark berylliumhaltigen Gesteinen getrieben wurde, in Verbindung mit den vielen Mängeln und Fehlern darüber erschienener Veröffentlichungen und Gutachten, erforderten in Anbetracht der praktischen Bedeutung zahlreiche Untersuchungen über den sicheren, qualitativen Nachweis des Berylliums und seine genaue quantitative Bestimmung. Das ist hier um so schwieriger, da es sich meist nur um sehr wenig Beryllium neben großem Aluminiumgehalt handelt. Dabei war besonders auch auf die Einflüsse sämtlicher in Betracht kommender Nebenbestandteile Rücksicht zu nehmen, welche meist nicht beachtet wurden. Die oft empfohlene Chinalizarinreaktion hat sich in Übereinstimmung mit einigen neueren Angaben nicht besonders bewährt; vermutlich ist dabei die subjektiv verschiedene Empfindlichkeit des Analytikers für diesen Farbenumschlag ausschlaggebend. Die Trennung mit o-Oxychinolin wird durch Phosphorsäure gestört und führt dadurch zu Fehlern, an welchen fast sämtliche veröffentlichte Methoden leiden. Im Zusammenhang damit wurde auch das damals noch unbekannte Verhalten des Chroms zu o-Oxychinolin untersucht. Die mikrochemische Identifizierung mit Kaliumoxalat ist unverläßlich. Der neu empfohlene Berylliumnachweis neben Aluminium mit Ammoniummolybdat sieht sehr verlockend aus, ist aber nach meinen Untersuchungen prinzipiell falsch und unbrauchbar. Durch Fluor wird auch die Berylliumfällung mit Ammoniak gehindert. Die Berylliumfällung als Phosphat aus ammoniakalischer Lösung wird durch Weinsäure nicht gestört. Quantitativ wurde die Löslichkeit kleiner Mengen Berylliumoxyds in der Sodaschmelze untersucht. Identifizierung von Berylliumspuren durch Vereinfachung der von Benedetti-Pichler empfohlenen Mikrosublimierung des basischen Azetats ist gut gelungen. Nachdem anscheinend die wichtigsten Fragen geklärt waren, wurden praktische Berylliumbestimmungen in Gesteinen mit bestimmten, sehr kleinen zugesetzten Mengen Beryllium ausgeführt, wobei sich aber durch verschiedene Schwierigkeiten zeigte, daß hier noch eine ganze Reihe von Vorarbeiten auszuführen ist, wenn die sicherheitshalber erforderlichen großen Komplikationen vermieden werden sollen. Dazu gehört besonders

auch die vergleichende Erprobung sämtlicher Modifikationen der Oxidationstrennung vom Aluminium mit je 0.1 mg Berylliumoxyd.

Zur Bestimmung kleiner Wolframgehalte in silikatischem Material waren wegen der zahlreichen Schwierigkeiten gleichfalls viele Voruntersuchungen auszuführen über verschiedenste veröffentlichte Verfahren, aber unter Berücksichtigung aller hier möglichen Nebenbestandteile und mit dem Ziel, die Empfindlichkeit möglichst zu steigern. Die erste auf Grund dieser Untersuchungen ausgebildete Methode ermöglichte den Nachweis und die Bestimmung bis zu 1 mg, respektive 0.1% Wolfram. So konnte in einigen Proben, welche von anderen, sehr renommierten amtlichen Laboratorien als frei von Wolfram erklärt worden waren, Wolfram mit absoluter Sicherheit aufgefunden werden. Vor allem wurde die Genauigkeit und Empfindlichkeit der Fällung mit Mercuronitrat überprüft, wobei ganz überraschend ein Kardinalfehler der bezüglichen Vorschriften (auch der berühmten Bullenbeimerschen) entdeckt wurde, nämlich daß die vorhandenen Ammonsalze die Fällung stören; daraus ergab sich auch die Möglichkeit der Behebung dieses Fehlers.

Auch wurde die Empfindlichkeit der Wolframfällung mit Cinchonin sowie mit Tannin-Cinchonin geprüft, welche für Spuren nicht befriedigte. Bei Untersuchung der kolorimetrischen Bestimmung mit Hydrochinon-Schwefelsäure gelang die Ausschaltung des störenden Molybdäns gut, die Beseitigung des Vanadineinflusses ist aber noch nicht gesichert und bei photometrischer Bestimmung jedenfalls eine Kompensationslösung erforderlich. Die kolorimetrische Bestimmung mit Blei und Salzsäure ist wegen der Nebenbestandteile nicht brauchbar. Versuche über eine kolorimetrische Bestimmung als Vanadin-Phosphor-Wolframsäure führten auch nicht zum Ziel. Eine Nachprüfung der sehr empfohlenen Wolframreaktion als Lithiumbronze ergab die vollkommene Unbrauchbarkeit, weil diese Reaktion nicht eindeutig ist, sondern auch mit anderen Nebenbestandteilen eintritt. Andere Versuche betrafen die Mikroabscheidung der Wolframsäure durch Säure und die Möglichkeit einer Trennung von Vanadin und Molybdän auf diese Art. Auch die Zinnchlorürreaktion wurde qualitativ und quantitativ im Mikromaßstab geprüft, besonders auch mit Rücksicht auf die Trennungen von Molybdän und Vanadium. Schließlich konnte unter Aufstellung der Eichkurven ein Analysengang zur kolorimetrischen Bestimmung von Wolframspuren in Silikatgesteinen ausgebildet werden, der bei der Kontrolle mit 1 mg Wolframsäure genau dieselbe Menge ergab; dabei wurden alle während der Analyse anfallenden Lösungen und Rückstände auf Wolfram untersucht.

Verschiedene Versuche wurden von mir ausgeführt, um die Grundlage für eine erste Methode zur Bestimmung höherer Manganoxyde neben Manganoxydul, Eisenoxyd und Eisenoxydul zu ermöglichen. Eine allgemeine Lösung dieses Problems für den kompliziertesten Fall konnte mit den bisherigen Mitteln nicht aufgefunden werden (da sich auch mathematische unlösbare Schwierigkeiten herausstellten), wohl aber ist in einfacheren speziellen Fällen von Mineralien die Bestimmung möglich.

Für Kupfer wurde ein kombiniertes Verfahren ausgebildet, das sowohl die kolorimetrische Bestimmung größerer Gehalte als auch sehr kleiner Spuren zuläßt.

Die Ermittlung seltener Erden stößt manchmal auf große Schwierigkeiten und Komplikationen, welche nach den anscheinend einfachen bisheri-

gen Arbeitsvorschriften nicht zu erwarten wären. Eine auch nur gedrängte Darstellung derselben sowie der Bestimmung anderer Spuren, wie Arsen, Blei, Zink usw., würde hier zu weit führen.

Als Beispiel, wie weit die Untersuchung eines Silikatgesteins ausgedehnt werden kann, sei hier die Analyse eines Cordierit führenden Ganggesteins von Hoheneich (Fabrik Backhausen) bei Gmünd (N. Ö., Waldviertel) wiedergegeben, die wohl die ausführlichste aller Silikatgesteinsanalysen ist. Sie hatte ursprünglich normalen Umfang und wurde nach Wiederholungsbestimmungen durch die Suche nach einem in ungewöhnlicher Menge vermuteten Nebenbestandteil allmählich immer mehr erweitert:

Kieselsäure	SiO ₂	61.54%
Titansäure	TiO ₂	0.79%
Aluminiumoxyd	Al ₂ O ₃	18.68%
Eisenoxyd	Fe ₂ O ₃	0.40%
Eisenoxydul	FeO	5.67%
Manganoxydul	MnO	0.09%
Calciumoxyd	CaO	0.71%
Magnesiumoxyd	MgO	2.90%
Kaliumoxyd	K ₂ O	4.07%
Natriumoxyd	Na ₂ O	2.01%
Wasser bis 110° C	H ₂ O bis 110° C	0.70%
Wasser über 110° C	H ₂ O über 110° C	1.36%
Kohlensäure	CO ₂	0.11%
Phosphorsäure	P ₂ O ₅	0.10%
Gesamtschwefel	S	0.35%
Chromoxyd	Cr ₂ O ₃	0.02%
Strontiumoxyd	SrO	0.01%
Baryumoxyd	BaO	0.09%
Zirkondioxyd	ZrO ₂	0.04%
Nickeloxydul	NiO	unter 0.01%
Kupferoxyd	CuO	0.004%
Zinkoxyd	ZnO	0.01%
Berylliumoxyd	BeO	unter 0.01%
Lithiumoxyd	Li ₂ O	0.04%
Seltene Erden	(Ce, Y) ₂ O ₃	unter 0.01%
Vanadinoxyd	V ₂ O ₃	0.016%
Molybdänsäure	MoO ₃	0.0006%
Wolframsäure	WO ₃	unter 0.1%
Uran	U	unter 0.02%
Fluor	F	0.02%
Chlor	Cl	0.04%
Borsäure	B ₂ O ₃	unter 0.02%
Kohlenstoff	C	0.08%
Silber	Ag	unter 0.0001%
Gold	Au	unter 0.00003%

		99.85%
minus O für F und Cl		0.02%
		<hr/> 99.83%

Überdies könnte auch noch z. B. Blei, Arsen usw. bestimmt werden.

Mineralwässer

Bei der Analyse der Mineralwässer ist nicht nur auf richtige Probenahme an Ort und Stelle durch den Analytiker selbst größter Wert zu legen, sondern auch die Untersuchung auf manche Bestandteile an der Quelle von höchster Bedeutung. Es wird das nicht nur von Medizinern, Bäderverwaltungen, Geologen und anderen Interessenten viel zu wenig beachtet, sondern teilweise sogar auch von der analytischen Spezialliteratur. Probenahmen durch Amtsärzte, Geologen usw. sind deshalb prinzipiell ungenügend, auch wenn sie richtig durchgeführt wurden, weil manche Bestandteile, auch bei noch so schnellem Transport ins Laboratorium, durch Entweichen oder Oxydation großenteils verlorengehen (freie Kohlensäure, Schwefelwasserstoff) oder sonstige Veränderungen erleiden. So können allerschwerste Fehler entstehen dadurch, daß von einem wichtigen Bestandteil beim Einlangen im Laboratorium nur mehr ein Bruchteil oder gar nichts vorhanden ist, oder bei unrichtiger Probenahme ein Mehrfaches des wirklichen Gehaltes gefunden wird. So ergab z. B. einmal ein von einem Geologen entnommenes Moorwasser einen derartig hohen Eisengehalt, daß es eine europäische Rarität gewesen wäre. Die Kontrolle an Ort und Stelle führte zu einem bedeutend kleineren Gehalt und ließ auch die Ursache der fehlerhaften Probenahme erkennen. Es zeigen sich eben gar nicht selten bei der Probenahme unerwartete Schwierigkeiten, deren Folgen nur vom Analytiker beurteilt und deren Behebung auch nur von ihm ausgeführt werden kann. Hieher gehören z. B. notwendige Abänderungen der Apparatur je nach der Art des Austritts oder der Fassung der Quelle; ferner Trübungen, welche das Wasser entweder ursprünglich aufweist oder durch rapide Zersetzung erleidet. Nach dem Einlangen im Laboratorium ist deren Ursache meist nicht mehr feststellbar, die Auswirkung auf das Analyseergebnis aber groß. Manchmal zeigt ein Wasser in einem Quellschacht nahe der Oberfläche eine stark veränderte Zusammensetzung gegenüber der Tiefe u. ä. Infolge der überragenden Wichtigkeit dieser Umstände wurde der Probenahme und dem Ausbau der dabei vorzunehmenden Untersuchungen große Sorgfalt gewidmet.

Aber auch bei der die Hauptarbeit bildenden Untersuchung im Laboratorium war viel in bezug auf Nachprüfung und Verbesserung der Analysemethoden zu tun. Auch die Reihenfolge der auszuführenden Bestimmungen ist hier wegen der Zersetzlichkeit häufig nicht gleichgültig und bei mehreren Bestandteilen können durch entsprechende Vorkehrungen trotz eintretender Zersetzung richtige Resultate gesichert werden.

Meine Bearbeitung und Beurteilung sämtlicher Analysen für die erste Auflage des österreichischen Bäderbuches wie auch meine Mitarbeit in der Normenkommission für Wasseranalyse ließ eine unglaublich große Zahl schwerster Fehler (in den Methoden oder der Ausführung) auch seitens berühmter Mineralwasseranalytiker erkennen. Eine kleine Auswahl davon ist in meiner Veröffentlichung „Chemische Analyse und Beurteilung von Mineralwässern“¹⁾ enthalten. Diese Schrift, welche auch vom österreichischen Heilbäder- und Kurorterverband herausgegeben wurde, sei besonders auch allen Interessenten empfohlen, welche keine Chemiker sind

¹⁾ Internationale Mineralquellen-Zeitung 1935/36.

und doch Klarheit wünschen über die Unterschiede der verschiedenen Arten der Analysendarstellung, einschließlich der Ionenform.

In der Trinkwasseranalyse kann Fehlern durch entsprechende Normung großenteils abgeholfen werden, aber bei den Mineralwässern ist dieser Weg wohl zeitweise versucht worden, jedoch hauptsächlich infolge ihrer großen Verschiedenartigkeit nicht gangbar. Die Gründe wurden gelegentlich einer erbauten Einladung um Stellungnahme dazu in meinen Arbeiten über die Normung von Mineralwasseranalysen¹⁾ näher dargelegt. Einzig die Ausführung durch einen erfahrenen Mineralwasseranalytiker gibt eine Gewähr für Richtigkeit.

Zur Probenahme aus verschiedenen Tiefen wurde eine einfache und doch verlässliche Apparatur konstruiert, die sich gut bewährte.

Bei der an der Quelle auszuführenden Vorbereitung der Bestimmung der Gesamtkohlensäure gelang eine Verbesserung des „Füllstoppels“ zur vollständigen Verhinderung von Kohlensäureverlust. Im Falle sehr starker Säuerlinge ist das übliche Calciumhydroxyd wegen zu langsamer Absorption der freien Kohlensäure nicht genügend, um einen Verlust zu vermeiden, und deshalb durch ein rascher wirksames Reagens zu ersetzen oder ergänzen. Andererseits muß bei kleinem Gehalt an freier Kohlensäure diese unbedingt direkt an der Quelle bestimmt werden, weil bei der gewöhnlichen Ermittlung als Differenz aus Gesamtkohlensäure und Hydrokarbonat zu große Fehler entstehen können, worüber ich mehrere Untersuchungen ausführte. Bei normalem Kohlensäuregehalt ist die Übereinstimmung von Wiederholungen gewöhnlich ausgezeichnet, vorausgesetzt, daß die Apparatur vorher erprobt wird und der Kohlensäuregehalt des Calciumhydroxyds berücksichtigt wird. Die gründliche Erprobung der Apparatur nach längerer Nichtbenützung ist unbedingt notwendig, weil sonst hartnäckige Differenzen auftreten können. Zur möglichsten Verringerung eines Karbonatgehaltes des Calciumhydroxyds wurden Verbesserungen vorgenommen und auch Feststellungen darüber, wieviel Kohlensäure beim Stehen im verschlossenen Kolben über Nacht aus der Luft angezogen wird, wenn der Kolben nicht vor der Atmosphäre geschützt wird. Manchmal enthält das Wasser schon eine karbonatische Trübung, die zur Verhütung eines Verlustes an freier Kohlensäure nicht abfiltriert werden kann, dadurch aber die Gesamtkohlensäurebestimmung des klaren Wassers fälscht; auch diesbezüglich ist Abhilfe möglich.

Die bei Mineralwässern allgemein übliche Berechnung des Hydrokarbonats aus der Differenz der beiden *mg*-Äquivalentsummen (der basischen Bestandteile einerseits und der Säureradikale andererseits) ist besonders bei kleinem Gehalt an Hydrokarbonat ganz unverlässlich und deshalb abzulehnen; sie kann zu schweren Fehlern führen, die unvergleichlich größer sind als die Mängel der direkten Hydrokarbonattitration, bei welcher übrigens die Möglichkeit teilweiser experimenteller Korrektur besteht.

Allerdings ergeben bei direkter Hydrokarbonatbestimmung die beiden Summen der *mg*-Äquivalente nicht ganz genau übereinstimmende Zahlen wie bei der bisherigen Art. Das ist aber nur für den Laien ein anscheinender Fehler, denn in Wirklichkeit ist die exakte Übereinstimmung dieser Summen

¹⁾ Zeitschr. f. physik. Therapie, Bäder- u. Klima-Heilkunde, 1948; Zeitschr. f. Lebensmittel-Untersuchung u. -Forschung 1948.

ein evidenten Fehler, weil doch fast sämtliche Bestandteile bestimmt werden. Sich an der geringen Abweichung zu stoßen, wäre ebenso unvernünftig, wie wenn man bei einer „Vollanalyse“ eines Erzes oder Gesteines verlangen würde, daß die Summe genau 100·00% beträgt.

Bei bloßen Kontrollanalysen, die sich nur auf Hauptbestandteile erstrecken, ist, wenn die Kohlensäure zu diesen gehört, eine Ermittlung von Hydrokarbonat oder freier Kohlensäure durch Berechnung aus Differenz überhaupt zu fehlerhaft und daher direkte Bestimmung unvermeidlich.

Hinsichtlich der üblichen Ermittlung der freien Kohlensäure als Differenz aus der direkt bestimmten Gesamtkohlensäure und dem wie oben aus einer Differenz berechneten Hydrokarbonat gilt dieses prinzipielle Bedenken noch weit mehr (gar bei kleinem Gehalt), da hierbei eine Berechnung aus zwei Differenzen erfolgt. Wird die Gesamtkohlensäure direkt bestimmt und auch einer der beiden Anteile, der zweite aber berechnet oder werden gar beide Anteile berechnet, wie es gewöhnlich geschieht, so mag das bei einem starken Säuerling noch annehmbar sein, ist aber bei kleinem Gehalt an freier Kohlensäure ganz unstatthaft, weil allerschwerste Fehler und Unstimmigkeiten die Folge sein können. Wie Versuche zeigten, kann das Ergebnis so falsch sein, daß Zweifel entstehen, ob überhaupt freie Kohlensäure vorhanden ist; ja, es kann etwas freie Kohlensäure auf diese Art gefunden werden, ohne vorhanden zu sein, oder umgekehrt keine freie Kohlensäure sich ergeben, obwohl sie vorhanden ist. Eine Differenz kann sogar negativ sein und dann zu irrthümlichen Schlußfolgerungen über einen Gehalt an gelöstem normalem Karbonat führen. In einem Fall wurden sämtliche Möglichkeiten der verschiedenen Ermittlung von Gesamtkohlensäure, Hydrokarbonat und freier Kohlensäure benützt, wobei sich nicht nur große Unterschiede ergaben, sondern teilweise auch Resultate, welche offensichtlich prinzipiell falsch waren. Es ist deshalb die Gesamtkohlensäure, das Hydrokarbonat und auch die freie Kohlensäure womöglich direkt zu bestimmen, wodurch auch eine gegenseitige Kontrolle erreicht wird.

Um den Endpunkt bei der Titration der freien Kohlensäure schärfer festzustellen, wurden verschiedene Mischindikatoren versucht, aber ohne auffallende Verbesserung; möglichste Vergrößerung der Schichthöhe ist vorläufig eine Abhilfe.

Für die Bestimmung des Wasserstoffexponenten p_H an der Quelle wurde ein praktisches titrimetrisch-kolorimetrisches Verfahren mit nur zwei Pufferlösungen angewendet, das keine Herstellung mehrerer Vergleichslösungen erfordert. Für Untersuchungen an Ort und Stelle in der kalten Jahreszeit mußte festgestellt werden, ob Temperaturen um 0° C die kolorimetrische p_H -Bestimmung merklich beeinflussen.

Sehr zu warnen ist bei Mineralwässern vor der Anwendung der für die Wasseranalyse veröffentlichten Formeln, Tabellen oder Nomogramme, um aus dem Verhältnis von Hydrokarbonat zu freier Kohlensäure (respektive eines dieser beiden Bestandteile und der Gesamtkohlensäure) den Wasserstoffexponenten ohne direkte Bestimmung einfach zu entnehmen, da hierbei gleichfalls große Fehler entstehen können.

Bei Schwefelwässern ist nicht nur die Bestimmung des Gesamtschwefelwasserstoffs an der Quelle notwendig, sondern auch eine entsprechende Vorbereitung für die richtige Bestimmung des Sulfats und Thio-

sulfats. Ferner sind auch bei einigen anderen Bestimmungen mit Rücksicht auf Schwefelwasserstoff und Thiosulfat Abänderungen erforderlich, welche bisher in der Spezialliteratur nicht vorgesehen waren. So ist z. B. bei der Bestimmung des Wasserstoffexponenten ein eventueller Einfluß auf die verwendeten Indikatoren vorher zu untersuchen. Falls zum Konzentrieren oder Abdampfen eine Platinschale verwendet wird, so können bei manchen Bestimmungen Störungen eintreten oder nicht vorhandene Bestandteile vorgetauscht werden, was entsprechende Abhilfe erfordert. Auch die übliche Sulfatbestimmung wird durch Thiosulfat fehlerhaft beeinflusst. Im Falle sehr kleiner Mengen von Thiosulfat versagt die normale Methode zu dessen Bestimmung und wurde verbessert. Dabei wurde auch die Empfindlichkeit verschiedener Reaktionen auf Thiosulfat und andere in Betracht kommende Schwefelverbindungen untersucht.

Bei der Nitritbestimmung mit *m*-Phenylendiamin konnte durch den Einfluß des Schwefelwasserstoffs eine sehr starke Störung entdeckt werden, aber auch eine Abhilfe. Schwere Fehler ergeben sich auch bei der Nitratbestimmung mit Brucinschwefelsäure in Schwefelwässern, sowie bei der kolorimetrischen Ammoniakbestimmung, was gleichfalls Abänderungen notwendig macht. Destillationsverfahren zur Schwefelwasserstoffbestimmung sind bei schwächeren Schwefelwässern ganz unbrauchbar. Für die jodometrische Bestimmung an der Quelle wurde der Fällstoppel so abgeändert, daß automatisch nicht mehr als die gewünschte Wassermenge einfließen kann. Die Grenze der Bestimmbarkeit durch Jodometrie wurde festgestellt und zu 0.01 *mg* Schwefelwasserstoff in 1 *l* gefunden. Auch die Empfindlichkeitsgrenze mit Bleiazetat sowie mit der Methylenhlaureaktion wurde ermittelt und es ließ sich eine weitere Verfeinerung bis zu zirka 0.002 *mg* H₂S in 1 *l* erreichen. Zur Prüfung auf Kohlenoxysulfid an Ort und Stelle wurde eine transportable Apparatur zusammengestellt.

Die Formeln zur Berechnung des gebundenen und des freien Schwefelwasserstoffs sind nicht verläßlich, weil, wie oben ausgeführt, schon die durch Rechnung ermittelten Gehalte an Hydrokarbonat und freier Kohlensäure unverläßlich sind und deren Fehler in die noch komplizierteren Berechnungen der Schwefelwasserstoffanteile eingehen. Die Lösung des Problems einer direkten Bestimmung des freien oder des gebundenen Schwefelwasserstoffs wird dadurch noch wichtiger als früher.

Manchmal muß außer der Bestimmung des Gesamteisens auch eine der beiden Oxydationsstufen des Eisens an der Quelle direkt ermittelt werden; dabei ist es ratsam, möglichst die in kleinerer Menge vorhandene direkt zu bestimmen und die andere eventuell aus der Differenz.¹⁾ Die bei Eisenquellen übliche Titration des Ferroeisens versagt aber auch, wenn davon nur sehr wenig vorhanden ist und es ist dann die kolorimetrische Ferribestimmung vorzuziehen. Die Widersprüche der Literatur über das Verhalten von salpetriger Säure zu Rhodanid veranlaßten eine Nachprüfung, welche ergab, daß Nitrit tatsächlich mit Rhodanid reagiert, u. zw. sehr empfindlich, so daß grobe Fehler bezüglich des Ferrieisens entstehen können, wenn Nitrit nicht sicher ausgeschaltet wird.

¹⁾ Titration von Ferro-Eisen mit Permanganat kann bei vorhandenen organischen Substanzen starke Fehler ergeben, welche manchmal durch Titrieren mit Dichromat beseitigt oder verringert werden können. Gelingt das nicht, so ist das Ferri-Eisen zu bestimmen.

Bei Bestimmung des spezifischen Gewichtes mittels Pyknometer mit eingeschliffenem Glasstoppel können leicht Fehler entstehen durch Verdunstung oder Wasseraustritt an der Schliffstelle. Es ist deshalb manchmal ein enghalsiger Meßkolben mit Marke und eingeschliffenem Stopfen vorzuziehen.

Der Ammongehalt kann bei Bestimmung mit Nessler-Reagens falsch ausfallen, wenn das verwendete Seignettesalz nicht geprüft wird, da es manchmal ammonhältig ist. Wenn bei der weit verbreiteten Bestimmung durch kolorimetrische Titration die Ammonchloridstandardlösung erst nach dem Zusatz des Nessler-Reagens zugegeben wird, so können vielfach zu hohe Resultate entstehen. Es ist deshalb diese bequeme Ausführungsart, obwohl sie auch in der modernen Literatur noch empfohlen wird, unbedingt zu vermeiden und in Übereinstimmung mit schon alten Angaben, der Vergleich mit einer Reihe von Lösungen durchzuführen, welchen das Nessler-Reagens erst nach dem Ammoniumchlorid zugesetzt wurde. Bei sehr harten Wässern genügt das Seignettesalz überhaupt nicht, um die Erdalkalien gelöst zu halten und sind diese deshalb vorher abzuscheiden. In manchen Fällen wurden in Spezialinstituten für Wasseruntersuchung ganz ungeheuerlich hohe Werte für das Ammonium erhalten, welche nicht auf die naheliegenden Fehlerquellen zurückzuführen waren, sondern auf nicht beachteten kleinen Gehalt an Schwefelwasserstoff.

Das Nitrit läßt sich durch die Kaliumjodidmethode wegen verschiedener Fehlerquellen nicht verläßlich bestimmen. Für sehr kleine Spuren ist die Diazotierung mit α -Naphthylamin und Sulfanilsäure erprobt worden; ihre Empfindlichkeit reicht bis zu 0.0002 mg NO_2 in 1 l .

Auf die Störung mancher Nitrit- und Nitratbestimmungsmethode durch Schwefelwasserstoff wurde schon hingewiesen.

Die Bestimmung der Oxydierbarkeit ist bei sulfid- oder ferroeisenhaltigen Wässern entsprechend abzuändern.

Bei größeren Mengen von Sulfat, zu deren Bestimmung nicht konzentriert werden muß, ist die gewöhnlich vorgeschriebene Abscheidung der Kieselsäure ganz überflüssig, wie durch wiederholte Kontrolle bestätigt wurde. Hingegen wurde bestätigt, daß bei starken Solen mit einem größeren Gehalt an Calcium, dieses vor der Ausfällung des Sulfats unbedingt zu entfernen ist, weil sonst kleine Sulfatgehalte sich der Auffindung ganz entziehen; es ist das die Hauptursache, weshalb in veröffentlichten Analysen von Solquellen oft gar kein Sulfat angegeben ist.

Bei der gewichtsanalytischen Chlorbestimmung wurde durch eine passende Vorrichtung das Tageslicht abgehalten und bei Schwefelwässern stets die notwendige Abänderung vorgenommen.

Der Kieselsäuregehalt wird bei Wässern mit höherem Gehalt an Sulfat und Calcium durch die gewöhnlich vorgeschriebene Ausführung leicht viel zu hoch gefunden und in der Folge das Calcium und Sulfat zu niedrig, weil das ausgeschiedene Calciumsulfat bedeutend mehr Salzsäure und Wasser erfordert, um vollständig gelöst zu werden. Wird die Kieselsäure durch Fluorierung korrigiert, so lassen sich auch die anderen Fehler hebsen, vorausgesetzt, daß sie rechtzeitig erkannt werden.

Aluminium ist in Mineralwässern häufig übersehen worden, weil die Ammoniakfällung desselben — wenn nur sehr wenig Eisen und Aluminium vorhanden ist — meist viel längere Zeit benötigt als in den Vorschriften

angegeben wird. Die Ermittlung desselben aus der Differenz zwischen Summe der Sesquioxyde und Gesamteisenoxyd ist aus verschiedenen Gründen nicht genau, weshalb einige Verfahren zur direkten Bestimmung geprüft wurden.

Hinsichtlich der Trennung des Calciums vom Magnesium sei auf die bezüglichen Angaben in den Abschnitten über Karbonat- und Silikatgesteine hingewiesen. Ebenso auch betreffs der Trennung des Strontiums vom Calcium mittels der Äther-Alkohol-Methode, welche bei nur einmaliger Durchführung schwerste Fehler in Form viel zu hohen Strontiumgehaltes ergeben kann, weshalb mehrere Verbesserungen angebracht wurden. Auch eine direkte Löslichkeitsbestimmung des Strontiumnitrats in Ätheralkohol wurde ausgeführt. Die Salpetersäuremethode ist hier gleichfalls sehr heikel. Trennungsversuche mit Chromat, Gipswasser, $n/50$ Schwefelsäure sowie mit rhodizonsaurem Natrium waren nicht befriedigend, bei letzterem deshalb, weil das Calcium überraschenderweise die betreffende Strontiumfällung behindert. Ferner wurde die Löslichkeit des Calciumsulfats in schwach schwefelsäurehaltigem Wasser + 50% Alkohol bestimmt.

Besonders zu beachten ist, daß bei magnesiumreichen Wässern (Bitterwässer und manche erdalkalische Quellen) infolge der erhöhten Löslichkeit des Strontiumoxalats auch eine stärkere Verteilung des Strontiums auf den Calciumoxalat- und Magnesiumammoniumphosphat-Niederschlag eintritt und sich bei Nichtberücksichtigung dieser Umstände die Fehler auf Calcium, Strontium und Magnesium erstrecken.

Zum Unterschied von den Silikatgesteinen ist stets darauf Bedacht zu nehmen, daß in diesen normalerweise das Baryum stark überwiegend gegenüber dem Strontium vorhanden ist, während in Mineralwässern infolge des gewöhnlich viel höheren Sulfatgehaltes umgekehrt wesentlich mehr Strontium als Baryum vorliegt.

Bei Wässern, welche sehr reich an Natrium und arm an Magnesium sind (Solen), kann beim Konzentrieren nach der Calciumabscheidung und vor der Magnesiumbestimmung unerwartet ein Niederschlag entstehen, der sich als Natriumoxalat herausstellte.

Bei der genauen Bestimmung der Alkalien ist auch hier die Reinigung häufig weiter fortzusetzen, als die üblichen Arbeitsvorschriften angeben. Infolge des starken Überwiegens von Natrium ist der Kaliumniederschlag manchmal mit Natrium verunreinigt und eventuell durch Umwandlung zu reinigen; besonders bei starken Solen können sich da Schwierigkeiten ergeben.

Auf der Suche nach einer Methode zur raschen Schätzung des Alkali-gehaltes wurde auch das Verfahren von L. W. Winkler geprüft, wobei sich jedoch noch 7 mg Magnesiumchlorid bei den Alkalien befanden.

Für das Lithium wurde anstatt der früheren Extraktionsmethoden, welche für Spuren ganz ungeeignet sind (siehe Silikatgesteine), eine wesentliche Verbesserung und Verfeinerung durchgeführt, unter Anwendung des Fällungsverfahrens von Noyes als Phosphat, dessen große Empfindlichkeit noch weiter gesteigert werden konnte auf 1:200.000, während die alte Phosphatfällung nur bis 1:4000 reichte. So wird noch 0.1 mg Lithium und weniger bestimmbar, besonders wenn das als Lithiumphosphat gefällte Phosphat weiter vervielfacht wird durch Fällung mit Molybdat.

Die sehr gebräuchliche Jodbestimmung nach L. W. Winkler hat bei stark kochsalzhaltigen Wässern den wenig bekannten großen Nachteil der äußerst schwierigen Austreibung der letzten Reste des freien Chlors, welche schwere Fehler durch zu hohe Resultate bewirken können. Dadurch wird sie in diesen Fällen praktisch unbrauchbar, so daß ein geeigneteres Verfahren gewählt werden muß. Arge Jodverluste ergeben sich andererseits, wenn der Veraschung des Abdampfrückstands bei möglichst niedriger Temperatur nicht die größte Sorgfalt gewidmet wird.

Bezüglich des Broms wurde gefunden, daß die Chromsäuremethode von Hibbard manchmal versagt, weshalb die Methode Salzdettfurth erprobt wurde. Sie ist aber, obwohl eine Verfeinerung gelang, wenig empfindlich und es wurde deshalb auch das Vorfahren von v. Weszelszky-Szábo versucht, welches sich sehr gut bewährte.

Bei der kolorimetrischen Manganbestimmung ist die Störung durch eventuell vorhandene reduzierende oder auch färbende organische Substanz auszuschalten.

Zur Fluorbestimmung konnte die kolorimetrische Titanmethode durch eine Abänderung (Zusatz von Fluorid-Standardlösung zur Vergleichslösung) verbessert werden.

Den Fehlern der gravimetrischen Trennungen und den Unsicherheiten der Destillation bei der Bestimmung der Borsäure wurde ausgewichen durch Differentialtitration unter Mannitzusatz, wobei jedoch der Einfluß von Kieselsäure und Phosphat untersucht wurde.

Hinsichtlich der Kupferbestimmung erfolgte die Ermittlung der Empfindlichkeit der Ammoniakreaktion, ferner eine Untersuchung, ob wenig Zink die Kupferkolorimetrie mit Kaliumferrozyanid beeinflusst.

Bei stärker sulfat- und auch calciumhaltigen Quellen („sulfatischen“) erwiesen sich zur Vermeidung von Fehlern Abänderungen bei den Bestimmungen der Kieselsäure, des Sulfats, Calciums und der Alkalien als notwendig.

Für die Berechnung und Zusammenstellung der Analysenresultate wurde schon vor langer Zeit die Angabe von Oxyden oder Salzen aufgegeben und die von v. Than vorgeschlagene Form gewählt, unter Angabe von vier Dezimalstellen in der Grammkolonne. Die auch von einigen sehr berühmten Laboratorien durchgeführte Berechnung bis auf 5, 6 und noch mehr Dezimalstellen (auch bei den Hauptbestandteilen!) wurde vermieden, weil sie ein arger Fehler ist, der nur die Vortäuschung einer ganz außergewöhnlichen Genauigkeit bezweckt.

Schon seit langem beschäftigte ich mich auch mit der Frage einer ganz kurzen übersichtlichen Darstellung von Mineralwasseranalysen, unter Berücksichtigung der Vor- und Nachteile der in neuerer Zeit gemachten Vorschläge. Mit Angabe der Gesamtsumme in *g* und der *mg*-Äquivalente der Hauptbestandteile sowie bei Säuerlingen der freien Kohlensäure in *g* ist im wesentlichen wohl eine brauchbare Formel gefunden; doch bleiben dann noch mehrere Möglichkeiten ziemlich gleichberechtigt zur Wahl (u. a. auch zur Angabe balneologisch wichtiger Nebenbestandteile und der Reihenfolge), deren Erörterung hier zu weit führen würde.

Der Entwurf zum neuen Heilquellen- und Kurortegesetz wurde von mir durchgesehen, und Vorschläge zu einer neuen Nomenklatur der Mineralwässer waren zu beurteilen.

Kohlen

Bezüglich des Wassergehaltes wurden verschiedene Untersuchungen ausgeführt: Über den Unterschied im Gehalt, wenn die Kohle sofort gepulvert wird oder zuerst an der Luft getrocknet und erst dann gepulvert wird, unter Berücksichtigung des Wasserverlustes während der Lufttrocknung. Zur Ergänzung wurde die Veränderung des Wassergehaltes lufttrockener Kohle beim Feinreiben untersucht sowie die Auswirkung der Aufbewahrung des Pulvers in Pulvergläsern auf den Wassergehalt. Auch die Unterschiede der Wasserbestimmung im Tiegel und im Schiffchen wurden unter Mitarbeit von K. Fabich ermittelt.

Die erreichbare Übereinstimmung bei Wiederholungsbestimmungen der Asche, des Wasserstoffs und Kohlenstoffs wurde gleichfalls untersucht.

Bei der Koka bestimmung nach sämtlichen bekannten Hauptverfahren konnte eine Verlustquelle entdeckt werden, welche bei manchen Braunkohlen, die zum Versprühen neigen, zu großen Fehlern führt, durch passende Abänderung aber vermeidbar ist.

Kontrollprüfungen bestätigten, daß bei sehr schwefelreichen Kohlen die Schwefelbestimmung nach der Methode Eschka zu niedrig ausfällt. Eine Verbesserung ist auf verschiedene Art, u. a. durch Sinteroxydation mit Kaliumpermanganat möglich.

Hinsichtlich der Kohlenstoffbestimmung in karbonathaltigen Kohlen wurde durch das Entweichen von Karbonatkohlensäure eine Fehlerquelle entdeckt, welche schwere Folgen haben kann; es gelang aber auch deren vollständige Beseitigung.

Manche Kohlen und besonders Kohlenschiefer enthalten größere Mengen von chemisch gebundenem Wasser, wodurch unvermeidlich kolossale Fehler im Wasserstoffgehalt entstehen können, deren Ausschaltung bisher ein ungelöstes Problem ist.

Auch über die Stickstoffbestimmung wurden methodische Untersuchungen ausgeführt.

Außer öfteren Blindversuchen gelangten zur Kontrolle auch Elementaranalysen mit reinen organischen Substanzen zur Durchführung, welche ähnliche Zusammensetzung haben wie die Kohlen.

Gelegentlich der Mitarbeit im Normenausschuß für Kohlenanalyse wurden, auch unter Mitwirkung von K. Fabich, verschiedene vergleichende Untersuchungen ausgeführt. Die kritische Beurteilung des Normenentwurfes ergab einige Fehler und notwendige Abänderungen.

Verschiedenes

Auch hier kann nur eine kleine Auswahl gegeben werden. Ein neues Nickelarsen-Mineral wurde entdeckt.

Für die Flußspatanalyse wurden u. a. Methoden zur Bestimmung der Kieselsäure geprüft.

Zur Unterscheidung winziger Flitter von Graphit und Molybdänglanz wurde ein äußerst einfaches Verfahren gefunden.

Betreffs Analyse der Roh-Kalisalze ergab sich die Unrichtigkeit der üblichen Vorschriften zur Abscheidung des Sulfats in stark salzsaurer Lösung zwecks Kalibestimmung; es kann dabei unerwartet viel Sulfat gelöst bleiben und das Resultat fälschen. Für die Ermittlung kleiner Kali-

gehalte konnte in der Literatur kein besonders geeignetes Verfahren gefunden werden. Die Platinmethode (auch in den Modifikationen von Neubauer und Klinkerfues) versagt bei wenig Kali neben viel Natrium und dem störenden Calciumsulfat; auch die Perchloratmethode war nicht brauchbar. Hingegen ist in solchem Fall die Kobaltnitritmethode weit überlegen, viel empfindlicher und rasch ausführbar. Der einzige Nachteil ist die etwas schwankende Zusammensetzung, weshalb der Umrechnungsfaktor für die angewendete Arbeitsweise direkt bestimmt wurde. Zur Kontrolle kann die Wägungsform in Kaliumplatinchlorid umgewandelt werden, wobei festgestellt wurde, daß das Kobalt nicht stört. Ferner wurde eine mikrochemische Vorprüfung ausgearbeitet zur Schätzung der Größenordnung des Kaligehaltes (10%, 1%, 0.1%).

Bei der Analyse stark ölhältiger Wässer (Solen) und Bohrsand waren verschiedene Schwierigkeiten zu überwinden, besonders bei der Chlor- und Jodbestimmung, sowie durch gefärbte, nicht filtrierbare Schwebestoffe. Beim Ansäuern eines solchen Wassers entstand ein eigentümlicher Niederschlag, der nach mikrochemischer Untersuchung aus Schweröl und Silikat bestand.

Die Teerbestimmung in Ölschiefen wurde bei Vorliegen von sehr wenig Material mit dem Penfeldröhrchen versucht.

Eine Überprüfung der bei manchen Erzen und besonders Legierungen noch gebräuchlichen Trennung des Bleies vom Antimon durch Schwefelsäure und Weinsäure ergab, daß dieselbe sehr unverläßlich ist und gründliche Voruntersuchung erfordern würde.

Auch die Trennung des Eisens vom Zink nach Ardagh in stark ammoniakalischer Lösung wurde nachgeprüft.

Die Analyse der Roh-Phosphorite — als Einleitung zu einer Veredlung derselben — erforderte trotz des Vorliegens umfangreicher Literatur viele Vorarbeiten, besonders zur Bestimmung aller Bestandteile. Die veröffentlichten Hauptverfahren (besonders Azetatmethode und Calciumsulfatmethode) sind manchmal ungeeignet oder gar fehlerhaft. Die Fällung großer Mengen Eisen durch Ammoniak kann auch bei Umfällung noch Calcium mitreißen.

Für die Phosphorsäurebestimmung großer Serien wurde aus der Unmenge gewichtsanalytischer, titrimetrischer und kolorimetrischer Bestimmungsverfahren zuerst die direkte Magnesiafällungsmethode gewählt. Sie hat, abgesehen von den vielen einander widersprechenden Ausführungsarten, den Nachteil, daß bei nur einmaliger Fällung, wenn der Phosphatgehalt nicht schon im voraus angenähert bekannt ist, der erforderliche größere Reagensüberschuß und die mögliche Mitfällung von Magnesiumhydroxyd bedeutende Fehler verursachen kann, eine korrigierende Umfällung aber zeitraubend ist. Auch über die zweckmäßigste Wägung des Magnesiumammoniumphosphats wurden viele Versuche ausgeführt. Porzellantiegel sind nicht anwendbar, weil beim Veraschen mit dem Filter trotz schließlicher Gebläseschütze manchmal viel Kohlenstoff zurückbleibt. Auch im Platintiegel erfolgt, sogar bei gesonderter Filterveraschung, nur langsam die vollständige Verbrennung. Durch bestimmte oxydierende Zusätze kann eine beträchtliche Beschleunigung erreicht werden. Der Platinfiltrertiegel ergiht im Elektroofen eine tadellose Wägungsform, doch

ist diese Ausführung für große Serien nicht brauchbar, wenn nur ein solcher Tiegel vorhanden ist.

Es wurde deshalb die Molybdatmethode gewählt, ohne Umfällung, weil sich zeigte, daß die Unterschiede dabei nur wenige Hundertstelprozente betragen. Überdies entsteht beim Auflösen des ersten Molybdatniederschlages mit Ammoniak manchmal eine weiße Trübung, welche nicht immer durch Zitronensäure gelöst werden kann und dann eine zeitraubende Komplikation der Analyse zur Folge hat.

Wegen zahlreicher bezüglichlicher Widersprüche in der Literatur wurde unter Mitwirkung von K. Fabich und O. Böhme eine eingehende Prüfung des Einflusses der Zitronensäure sowie des Ammoniumzitrats und der ammoniakalischen Petermannschen Lösung auf die Molybdatfällung vorgenommen. Dabei bestätigte sich die anfängliche Befürchtung, denn es ergab sich, daß das weitverbreitete Fällungsverfahren von Woy bei Gegenwart von Zitronensäure oder Zitrats der vorliegenden Konzentrationen völlig unbrauchbar wird, weil es zu ungeheuren Verlustfehlern führt (z. B. bei 15.5% Gesamt- P_2O_5 Verlust bis über 5%; in Gegenwart der Petermannschen Zitratslösung sogar noch mehr!). Ein einfaches und schnelles Verfahren zur Zerstörung der Zitronensäure oder des Zitrats konnte nicht gefunden werden. Da sich aber zeigte, daß hohe Molybdatkonzentration die Störungen aufhebt, so wurde wegen der damaligen Knappheit an Reagenzien die notwendige Minimalkonzentration der Molybdatlösung für diese Verhältnisse aufgesucht. Auch bei Bestimmung von Phosphat unter Weinsäurezusatz sind verdünnte Molybdatlösungen unbrauchbar. Für die Fluorbestimmung wurde ein kolorimetrisches Verfahren erprobt.

Über die Unterscheidung des Graphits von anderen ähnlichen Mineralien (Antimonit, Molybdänglanz, Eisenglanz usw.) sowie die Unterscheidungen von Graphit, Anthrazit, kohligem und bituminöser Substanz, welche bei geringem Gehalt und kleiner Prohemenge schwierig sind, wurden einige Untersuchungen ausgeführt.

Bei Eisenerz mit größerem Calciumgehalt konnte festgestellt werden, daß sogar von der zweiten Eisenfällung mit Ammoniak noch nennenswerte Mengen Calcium mitgerissen werden.

Bezüglich der geeigneten Entwässerungstemperatur zur Bestimmung des gebundenen Gipswassers bei karbonathaltigen Proben wurden Versuche unter Mitarbeit von K. Fabich vorgenommen.

Mooruntersuchungen führten zu mehreren Verbesserungen und Vereinfachungen bei Bestimmung des Chlors, Sulfats und der Humussäuren; sowie zur Beschleunigung der manchmal äußerst langsamen Filtration nach Extraktion der Pektinstoffe und der sehr schwierigen Veraschung bei niedriger Temperatur für die Jodbestimmung. Fehler können auch durch Karbonatbildung beim Veraschen entstehen, wodurch der Aschengehalt zu hoch wird, mit Auswirkung auf die Berechnung des Organischen aus der Differenz und Aufstellung der Gesamtsumme; Korrektur ist möglich durch Kohlensäurebestimmung in der Asche und im Moor.

Bestimmung der Gasausbeute bei Schiefen mit organischer Substanz erforderte im Falle eines größeren Karbonatgehaltes eine Abänderung der Apparatur.

Anlässlich der mikrochemischen Untersuchung der Korrosionsprodukte von Kabelbleimänteln konnte ein Verfahren zum Nachweis von kleinen Mengen Bleioxyd, respektive -hydroxyd neben vorwiegendem Bleikarbonat gefunden werden. Auch die Unterscheidung von normalem und basischem Bleikarbonat, in Fällen, wo der Wassergehalt kein Kriterium bilden kann, ist nach vielen Versuchen gelungen. Bei der Darstellung und Prüfung dieser beiden Karbonate erwiesen sich mehrere Angaben und Vorschriften darüber teils als zu unklar, teils als unrichtig. Auch die angebliche Verlässlichkeit eines Chlor- und Sulfatgehaltes als Kriterium zur Unterscheidung der elektrischen und der chemischen Korrosion wurde untersucht.

Qualitative Analyse

Die qualitative Analyse ist im geologisch-chemischen Laboratorium sehr wichtig zur Erkennung und Unterscheidung aufgefundenen fraglicher Minerale und Erze oder von Museum-Stücken. Unentbehrlich ist sie aber auch für den Analytiker, wenn (besonders bei neuen Methoden) unerwartet Störungen durch Niederschläge oder Rückstände auftreten, die bei genauen Analysen berücksichtigt werden müssen. Solche qualitative Analysen können, besonders wenn sehr wenig Material vorliegt, manchmal außerordentlich schwierig sein. Im allgemeinen tritt jedoch die qualitative Analyse stark zurück, weil die Hauptbestandteile schon erkannter Proben bereits bekannt sind. Die Frage, ob ein Material einen bestimmten Nebenbestandteil enthält oder nicht, ist aber gewöhnlich durch bloß qualitative Prüfung nicht definitiv zu beantworten, weil bei positivem Resultat sich seitens des Interessenten fast regelmäßig die Frage anschließt, ob viel oder wenig vorhanden ist und schätzungsweise wieviel. Es ist deshalb erfahrungsgemäß in solchen Fällen meist besser, gleich eine quantitative Bestimmung auszuführen.¹⁾

In den üblichen qualitativen Gruppen sind manche Ergänzungen vorzunehmen, welche in den Handbüchern nicht erwähnt werden. Z. B. in der Salzsäuregruppe kann sich auch Kupferchlorür befinden, das Chlorid einer Platinamminverbindung usw. Auch die üblichen Listen der schwer- oder unlöslichen Substanzen wären ziemlich zu erweitern durch verschiedene Substanzen, deren Schwerlöslichkeit nur sehr wenig bekannt ist, z. B. wasserfreies Chromsulfat (Noyes), geglühtes Bleichromat (Feigl) usw. Durch solche Umstände kann, ganz abgesehen von seltenen Elementen, manche qualitative Untersuchung weitaus schwieriger sein als normale quantitative Analysen, ganz besonders auch bei Vorliegen von Komplexverbindungen, deren Erkennung und Unterscheidung manchmal erst nach langen Irrwegen und Täuschungen gelingt.

Die Prüfung auf Thallium neben Blei wurde verbessert.

Wenig Calcium neben viel Magnesium kann nach dem gewöhnlichen Analysengang ganz übersehen werden. Das Verhalten des Titans bei der Trennung des Eisens vom Mangan mit Ammoniak und Hydroxylamin

¹⁾ Die „Lötrohr-Analyse“, welche wegen ihrer anscheinenden bestechenden Einfachheit literarisch in mineralogischen Anleitungen immer wieder aufersteht, haben wir längst aufgegeben, weil sie besonders bei den häufigen gemischten Erzen auch für den Kenner meist unbrauchbar ist. Wer aber darin nicht sehr geübt und erfahren ist, riskiert größte Verwechslungen und Täuschungen. Sie noch heutzutage als Ersatz für chemische Analyse zu verwenden und zu verbreiten, ist ein Anachronismus.

wurde untersucht. Es zeigte sich auch, daß die Angaben mancher berühmter Handbücher bezüglich des Nachweises von Titan und Uran unrichtig und teils sogar verkehrt sind (besonders über das Verhalten gegen Lauge und Wasserstoffsuperoxyd). Ein unerwarteter Niederschlag führte zu dem in der Literatur fast ganz unbekanntem Resultat, daß Ferrosulfat mit Silbernitrat unter Abscheidung von Silber reagiert.

Die Empfindlichkeit der Bromidreaktion mit Palladiumnitrat wurde untersucht sowie die Verlässlichkeit der Prüfung auf Chlorid neben Bromid durch Behandlung der Silberverbindungen mit Ammonkarbonat. Die Entdeckung, daß die Rhodizonreaktion auf Strontium durch viel Calcium gestört bis verhindert wird, beschränkt die praktische Anwendung dieser schönen Reaktion sehr; auch die bezügliche Baryumreaktion wird durch viel Calcium beeinflusst.

Betreffs Literaturangaben (Internationale Reagenzientabellen), wonach die Chromatreaktion mit Diphenylcarbazid durch Ferrieisen und Kupfer gestört wird, konnte festgestellt werden, daß kleine Mengen der letzteren nicht hinderlich sind.

Die Prüfung auf sehr kleine Mengen Zink mit Resorcin wurde von K. Fabich nachgeprüft.

Die Überprüfung des Nachweises sehr kleiner Mengen Kieselsäure durch Ammonmolybdat sowie mit einer Verfeinerung der Tetrafluoridprobe ergab, daß noch unter 0.1 mg auffindbar ist.

Bei Abscheidung der Phosphorsäure mit Zirkonsalz wurde eine starke Störung durch Salzsäure beobachtet.¹⁾

Ein ganz vernachlässigtes Gebiet ist die qualitative Unterscheidung der Gase (und besonders ihr Nachweis nebeneinander), welche beim Auflösen metallhaltiger Proben mit Säure entstehen können, wobei eine große Zahl von Gasen in Betracht kommt (Wasserstoff, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff, Kohlenwasserstoffe, Phosphorwasserstoff, Arsenwasserstoff, Antimonwasserstoff usw.). Es liegt hier eine ganze Reihe noch ungelöster Probleme vor. Sogar für praktisch wichtige, anscheinend einfache Fälle, wie Prüfung auf Wasserstoff neben vorwiegendem Kohlendioxyd und Schwefelwasserstoff, war kein Verfahren bekannt, das auch bei sehr wenig Probe anwendbar ist, weshalb Voruntersuchungen ausgeführt wurden, welche diese Aufgabe wenigstens teilweise lösten.

Reagenzien

In den ersten Jahren nach Beendigung des letzten Krieges war die Prüfung der Reagenzien und teils auch ihre Reinigung oder Selbstherstellung besonders wichtig. Z. B. wurde in angeblich chemisch reiner Salzsäure viel Eisen gefunden, in Natriumsulfid sehr viel Kieselsäure; Ammoniak und die ausschließlich erhältliche technische Salpetersäure enthielten starke Verunreinigungen.

Gutachten über Analysenmethoden

Verschiedene analytische Methoden waren von mir für Behörden, Industrie, Normenkommissionen und andere Laboratorien zu begutachten. Auch davon kann nur eine Auswahl angeführt werden.

¹⁾ Die Trennung des Magnesiums von den Alkalien mit Baryumhydroxyd wird auch in manchen bekannten Büchern so unrichtig beschrieben, daß Magnesium vorgetäuscht werden kann.

Ein in einem Bergbau verwendetes technisches Verfahren zur Quecksilberbestimmung erwies sich wegen einer ganzen Reihe allerschwerster Fehler als vollständig unbrauchbar.

Ein kritischer Bericht war zu erstatten über die verschiedenen Methoden zur Bestimmung kleiner Nickelgehalte in Silikatgesteinen,

Ferner über Manganbestimmung in Zementen.

Auch über schnelle Magnesiumbestimmung in Dolomit.

Weiters ein vergleichender Überblick über die Methoden zur Zinkbestimmung in Zinkerzen.

Außerdem eine Kritik verschiedener Verfahren zur Bestimmung kleiner Wolframgehalte in Silikatgesteinen.

Experimentelle und kritische Mitarbeit erfolgte in den Normenausschüssen für Kohlen- und Wasseranalyse.

Mikrochemische Analyse

Auf die immer größere Rolle der Anwendung der Mikroanalyse im Falle kleiner Probemengen (besonders auch von Ausblübungen, Krusten, Flecken und kleinen Mineralteilchen) sowie bei eintretenden Schwierigkeiten im Verlauf mancher Analysen wurde teilweise schon wiederholt in früheren Abschnitten mit Beispielen hingewiesen.

Unentbehrlich ist die Mikroanalyse besonders auch bei unerwarteten Störungen von Analysen durch sehr kleine Niederschläge, Rückstände und Trübungen, die im Interesse der Genauigkeit häufig nicht vernachlässigt werden dürfen. Die Aufklärung der Zusammensetzung, Auffindung der Ursache, Auswirkung und Behebung stellen manchmal besondere schwierige Aufgaben; vor allem dann, wenn das normale mikrochemische Gerät und die Arbeitsweise bei ungewöhnlich kleinen Probemengen und einer größeren Zahl von Versuchen noch weiter verfeinert werden muß. Auch in der Makroanalyse ist zur Feststellung der Löslichkeit von Niederschlägen, Prüfung von Fällungen auf mitgerissene Bestandteile und Untersuchung von Trennungen die Mikroanalyse manchmal unentbehrlich; ebenso für manche Prüfung von Reagenzien mit sehr großen Einwaagen und mit Mikroendbestimmung.

Bei der halbmikroanalytischen Kieselsäurebestimmung erwies sich eine Abänderung der normalen Technik als vorteilhaft.

Zur Schätzung sehr kleiner Spuren ist außer der Mikrokolorimetrie manchmal auch die Mikronephelometrie gut anwendbar.

Gasanalyse

Von den vielen Untersuchungen über die bezüglichen Methoden seien angeführt:

Über die Veränderung von Gasproben bei längerem Aufbewahren unter Luftabschluß.

Die Ausschaltung der Fehler durch schädliche Kapillarräume der Apparatur ist bei Bestimmung kleiner Nebenbestandteile besonders wichtig. Ihre Nichtbeachtung führte bei vielen älteren Analysen zu schweren Fehlern, auch in den Schlußfolgerungen der geologischen Literatur.

Zur Bestimmung geringer Gehalte von Nebenbestandteilen in Erdgas wurden von mir erstmalig Absorptionsrohre mit Waschflüssigkeit konstruiert,

die durch eine Filterplatte aus Sinterglas die feinste Zerteilung der Gasblasen und dadurch eine äußerst wirksame Absorption ergeben.

Über Unterscheidung von gewöhnlichem Erdgas und solchem, das mit Öl zusammenhängt, wurden zahlreiche Untersuchungen vorgenommen.

Allgemeines

Über die Vorteile der Anwendung von Filterbrei, aber auch die Fälle notwendiger Vermeidung desselben, wurden viele Erfahrungen gesammelt. Zum Schutz gegen das Übertitrieren wurden einfachste Vorrichtungen erprobt.

Für das Sammeln von Quellgasen konnte der gebräuchliche Apparat wesentlich verbessert werden.

Die Konstanz des Titors von Permanganatmaßlösungen bei längerer Aufbewahrung wurde untersucht und die Haltbarkeit der $n/100$ Thiosulfatlösung. Vergleichende Titerstellungen von $n/10$ Säure mit Soda wurden unter Anwendung verschiedener Indikatoren ausgeführt. Wenn in seltenen Fällen bei alkalimetrischer oder azidimetrischer Titration viel stärkere Maßlösungen als normale erforderlich sind, so zeigten sich Abweichungen hinsichtlich der dazu geeigneten Indikatoren.

Andere Untersuchungen betrafen das Ausmaß der Verunreinigungen von Erzproben durch Eisen beim groben Zerkleinern im Eisen- und auch Diamantmörser. Mit neueren Zerkleinerungsmaschinen (Steinbrecher und mechanisches Feinreiben in Achat) konnte eine beträchtliche Verbesserung erreicht werden.

Das „blaue Kieselsäure-Gel“ hat sich als Trocknungsmittel in den Exsikkatoren gut bewährt.

Für manche Fälle wurde eine neue Trennung des Nickels von Ferri-eisen und Aluminium mit Dimethylglyoxim in weinsäurehaltiger, essigsaurer Lösung versucht.

Wiederholt konnte die Unvollständigkeit der Fällung kleiner Mengen von Mangan und auch Aluminium durch Ammoniumsulfid festgestellt werden.

Die Trennung des Aluminiums vom Eisen mit Thiosulfat nach Chancel wurde wiederholt mit schlechtem Ergebnis nachgeprüft. Auch die Aluminiumtrennung vom Eisen nach Stead-Carnot wurde überprüft.

Ferner wurde die von mancher Seite behauptete quantitative Auflösbarkeit des Eisenoxyds durch Salzsäure aus einem geglühten Gemisch von Aluminiumoxyd und Eisenoxyd (Mitarbeit von cand. chem. Eiter) untersucht.

Die Bestimmung der Löslichkeit des Calciumoxalats bei dem von verschiedenen Analytikern vorgezogenen Auswaschen mit ammoniakhaltigem Wasser wurde gleichfalls ermittelt.

Bei der Nachprüfung einer neueren Veröffentlichung, wonach auch bei Umfällung des Calciumoxalats noch beträchtliche Mengen von Magnesium mitgerissen werden, erfolgte die direkte Bestimmung des Magnesiums in der Calciumoxydauswaage. Dabei ergab sich, daß es sich nur um Spuren Magnesium handelt, die höchstens bei allergrößter Genauigkeit zu herücksichtigen wären.

In jüngster Zeit wurde wieder berichtet über starke Löslichkeit des Magnesiumammoniumphosphats in Ammonoxalatlösungen, wodurch bei

Analysen von Karbonat- und Silikatgesteinen sowie auch Wässern große Fehler entstehen würden, wenn nicht durch Komplikation der Analyse (Ermittlung der gelöst gebliebenen Menge) eine Korrektur angebracht wird. Zur Kontrolle wurden (unter Mitarbeit von K. Fabich) Schätzungen dieser Löslichkeit und auch die direkte Bestimmung derselben vorgenommen, wobei sich herausstellte, daß unter den praktischen Analysenbedingungen dieser Fehler minimal ist und auch nur bei allerhöchsten Genauigkeitsansprüchen in Betracht zu ziehen ist.

Die Kolorimetrie hat bei unseren Arbeiten für die Bestimmung kleiner Gehalte immer größere Bedeutung gewonnen, weshalb auch die ursprünglich einfache Ausführung bald durch das Kolorimeter von Weller-Hillebrand ersetzt wurde und weiter durch ein Dubosq-Kolorimeter mit veränderlicher Schichthöhe. Bei diesem zeigten sich nach eingehenden Genauigkeitsprüfungen neben den bekannten Vorteilen, außer subjektiven Differenzen, auch andere, sehr wenig bekannte Nachteile, welche auch von Hillebrand und Lundell beobachtet wurden; bei manchen Bestimmungen (besonders Mangan, aber auch Titan) wirken geringe Unterschiede in der Farbnuance (besonders bei stark verschiedenen Schichthöhen) so hinderlich, daß eine genaue Vergleichung sehr erschwert oder unmöglich wird. Da dies bei gleicher Schichthöhe nicht so stört, so wurde das neue Kolorimetrieprinzip von F. L. Hahn von mir auf Küvetten übertragen durch Konstruktion eines neuen Kolorimeters nach Art desjenigen von Weller-Hillebrand, aber dreiteilig. Später konnte ein Stufenphotometer (Pulfrich) und ein photoelektrisches Instrument (Lange) angeschafft werden. Ersteres hat sich sehr bewährt und viel zur Verfeinerung und Steigerung der Genauigkeit beigetragen, obwohl dadurch subjektive Differenzen verschiedener Analytiker nicht ganz ausgeschaltet werden. Der photoelektrische Apparat, bei dem diese Differenzen vollständig wegfallen, hat dennoch die großen Erwartungen nicht erfüllt, weil trotz Anwendung eines Stabilisators zum Schutz gegen Stromspannungsschwankungen, die Konstanz des Ausschlages bei der Einstellung nicht erreichbar war. Es verblieb stets ein ständiger „Gang“ des Ausschlages, der besonders bei Bestimmung von Spuren sehr stört, was auch von anderer Seite berichtet wurde.

Gasblasen (welche besonders bei Oxydationen mit Wasserstoffsuperoxyd entstehen) sind wegen der dadurch bewirkten Störung kolorimetrischer Bestimmungen, die in der Literatur nicht erwähnt wird, sehr sorgfältig zu entfernen.

Ein in allerjüngster Zeit von mir gefundenes, neues allgemeines Prinzip zur Untersuchung fester Verbindungen und ihrer Gemische zwecks Beantwortung wichtiger Fragen, die bisher offen bleiben mußten, befindet sich im Stadium der ersten erprobenden Vorversuche.

Wilhelm Ostwald hatte sich seinerzeit zu der Behauptung verstiegen, daß in der analytischen Chemie schon alle Probleme gelöst seien ¹⁾; hauptsächlich deshalb, weil er glaubte, daß man durch die Ionentheorie aus dem bekannten Verhalten der einzelnen Bestandteile schon rein logisch additiv ohne weitere Empirie auf das Verhalten ihrer verschiedenen Kombinationen schließen könne. Diese prinzipielle Verkennung des Wesens der chemischen

¹⁾ Obwohl damals z. B. noch gar keine praktisch brauchbare Sauerstoffbestimmung in organischen Substanzen bekannt war, und auch heute noch keine Methode zur direkten Sauerstoffbestimmung in anorganischen Substanzen vorhanden ist!

Erscheinungen hat sich als gründlich falsch und irreführend erwiesen, sogar schon lange vor Ostwald. Es könnte da auf eine ungeheure Zahl von Tatsachen hingewiesen werden und eine ganze Reihe gewichtiger älterer und neuester warnender Literaturstellen angeführt werden (z. B. R. Fresenius, de Koninck-Meineke, Kolthoff usw.). Davou möge nur ein Satz aus dem neuen Werk von Willard und Furman (Grundlagen der quantitativen Analyse, 301) zitiert sein: „... sollte stets bedacht werden, daß das Einzelverhalten von Ionen bzw. Substanzen gegen ein bestimmtes Reagens keine Gewähr dafür bietet, daß sich diese Substanzen in einer gemeinsamen Lösung analog verhalten.“ Dadurch ist jeder rein deduktiven Ableitung ohne empirische Überprüfung der Bodeu entzogen. Ostwald und seine Anhänger haben eben die eigentlichen und eigenartigen Schwierigkeiten des Faches, über das sie urteilten, gar nicht erkannt, nämlich das Irrationale und Unlogische der chemischen Tatsachen; ein hochinteressantes Thema, das eine Behandlung im Zusammenhang mit allgemeinsten Problemen erfordern würde.

Es ist aus dem Vorstehenden wohl reichlich ersichtlich, welche Unmenge offener Fragen und ungelöster Probleme hier noch zu bearbeiten ist. Die immer wichtigere Aufsuchung von Spuren, die seltenen und neu entdeckten Elemente und Verbindungen (auch komplexe), die neuen Reagenzien und Materialien sowie neue apparative Methoden erfordern überdies weitere Forschungsarbeit, an der es in der angewandten Analyse schon im früheren Rahmen viel zu sehr fehlte, was ja auch von führender amerikanischer Literatur wiederholt hervorgehoben wurde. Praktische Erprobung vieler Verfahren, Prüfung ihrer Genauigkeit, Aufsuchung und Beseitigung von Mängeln und versteckten Methodenfehlern, nähere Untersuchung der Leistungsfähigkeit vieler qualitativer Trennungen, Nachweis und Unterscheidung mancher Oxyde und Hydroxyde sowie normaler und basischer Verbindungen, Prüfung der Mengenverhältnisse für welche sich jede quantitative Trennung am besten eignet, Feststellungen über wichtige einfachste Fragen, über welche in der Literatur nichts zu finden ist, Klärung umstrittener Punkte usw., z. B. Aufsuchung spezifischer Reaktionen für manche Bestandteile, Einfluß von „Fremdsalzen“ und Nebenbestandteilen bei qualitativen Prüfungen und Trennungen sowie quantitativen Bestimmungen und Trennungen, stellen noch eine unüberschbare Zahl von Aufgaben. Man braucht nur an die phantastische Zahl möglicher Kombinationen zu denken, die sich ergibt, wenn auch nur die wichtigsten Elemente, Bestandteile und Verbindungen zu zwei, drei usw. kombiniert werden und dabei auch noch die ausschlaggebenden Mengenverhältnisse eines jeden (als Hauptbestandteil, in mäßiger Menge, als Nebenbestandteil oder Spur) in Betracht gezogen werden. Hätte Ostwald recht gehabt, so wären schon längst sämtliche Zeitschriften für analytische Chemie überflüssig und unmöglich!

Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten von Oskar Hackl

Abkürzungen:

Jahrb. = Jahrbuch d. Geol. Reichs- (Staats-, Bundes-) Anstalt, Wien. Verh. = Verhandlungen d. Geol. Reichs- (Staats-, Bundes-) Anstalt, Wien. Chem. Ztg. = Chemiker-Zeitung (Cöthen). Z. analyt. Ch. = Zeitschrift für analytische Chemie.

1. Chemischer Beitrag zur Frage der Bildung natürlicher Schwefelwässer und Sauerlinge. Verh. 1911, S. 330.
2. Das Verhalten von Schwefel zu Wasser. Verh. 1912, S. 300.

3. Über die Anwendung der Ionentheorie in der analytischen Chemie. Jahrb. 1912, S. 613.
4. Eine neue Methode zur Trennung des Eisens vom Mangan. Jahrb. 1913, S. 151.
5. Der Pyroxen-Syenit südöstlich von Iglau. Verh. 1913, S. 434.
6. Bedeutung und Ziele der Mikrochemie. Verh. 1914, S. 79.
7. Spezieller chemischer Teil des „Österreichischen Bäderbuches“ (Diem, K.), Berlin-Wien, 1914 (1910—1914).
8. Chemische Untersuchung westmährischer Graphitgesteine. Verh. 1915, S. 105.
9. (mit C. F. Eichleiter) Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1910—1912. Jahrb. 1915, S. 337.
10. Analysenberechnung und chemische Beurteilung von Mineralwässern. Verh. 1915, S. 123.
11. (mit C. F. Eichleiter) Chemische Untersuchung der Schwefelquelle in Luhatschowitz. Jahrb. 1916, S. 73.
12. (mit C. F. Eichleiter) Chemische Analyse der Heiligenstädter Mineralquelle. Jahrb. 1916, S. 139.
13. Berichtigung. Verh. 1917, S. 177.
14. Zur Erinnerung an Conrad v. John. Verh. 1918, S. 179.
15. Mikrochemische Unterscheidung von Sericit und Talk. Verh. 1918, S. 241.
16. Nachweis des Graphits und Unterscheidung desselben von ähnlichen Mineralen. Verh. 1918, S. 261.
17. (mit C. F. Eichleiter) Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der Geologischen Staatsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1913—1918. Jahrb. 1919, S. 1.
18. Grundzüge eines Verfahrens zur direkten Bestimmung des Eisenoxydgehaltes säureunlöslicher Silikate. Verh. 1919, S. 51.
19. Direkte Bestimmung des gebundenen Eisenoxyds in säureunlöslichen Silikaten. Chem. Ztg. 1919, Nr. 2/3.
20. Die Verwendung von „Filterbrei“ in der analytischen Praxis. Chem. Ztg. 1919, Nr. 17/18.
21. Eine praktische Vorrichtung zum Sammeln von Quellgasen. Chem. Ztg. 1919, Nr. 85.
22. Kunstgriffe zum Schutz gegen das Übertitrieren. Z. analyt. Ch. 1919, 58. Bd., S. 194.
23. Chemische Analyse der Schwefelquelle in Meidling-Wien. Verh. 1919, S. 198.
24. Nachweis und Bestimmung von ganz geringen Chrom-Spuren in Silicat- und Carbonatgesteinen und Erzen. Chem. Ztg. 1920, Nr. 9.
25. Angeblicher Fuchsit aus dem Radgraben bei Gründ in Kärnten; Chromgehalte von Gesteinen derselben Lokalität. Verh. 1920, S. 112.
26. Ein neues Nickel-Arsen-Mineral. Verh. 1921, S. 107.
27. Bestimmung äußerst geringer Arsen-Spuren in Silicatgesteinen. Chem. Ztg. 1921, Nr. 145.
28. Nachweis und Bestimmung geringer Mengen von Nickel und Kobalt in Silicatgesteinen. Chem. Ztg. 1922, Nr. 51.
29. Bildung von Ferrosilicium in Carbidwerken. Chem. Ztg. 1922, S. 740.
30. Mineralspuren auf Gesteinen von Starzing. Verh. 1922, Nr. 8/9.
31. Über die Konstanz des Permanganat-Titers und verschiedene Titerstellungs-Methoden. Chem. Ztg. 1922, S. 1065.
32. Zum Nachweis von Steinkohlenteer-Pech im Natur-Asphalt. Chem. Ztg. 1922, S. 1156.
33. Die Empfindlichkeitsgrenze der Reaktion auf Thiosulfat durch Ansäuern. Chem. Ztg. 1923, S. 174.
34. Die Silbernitrat-Reaktion auf Thiosulfat und ihre Empfindlichkeit. Chem. Ztg. 1923, S. 210.
35. Colorimetrische Bestimmung von Spuren Thiosulfat, auch neben Sulfit. Chem. Ztg. 1923, S. 260.
36. Die Empfindlichkeit der Reaktion auf Sulfit mittelst Silbernitrat. Chem. Ztg. 1923, S. 466.
37. Über das Neutralisieren bei der Fällung des Zinksulfids aus schwach schwefelsaurer Lösung. Chem. Ztg. 1924, S. 326.

38. Zur Arsen-Bestimmung. Chem. Ztg. 1924, S. 346.
39. Die sichere und genaue Feststellung des Endpunktes bei der Mangan-Titration. Chem. Ztg. 1925, S. 257.
40. Die direkte Bestimmung des dreiwertigen Eisens in säureunlöslichen Silicaten. Über die Genauigkeit der Verfahren zur Bestimmung der Wertigkeits-Stufen des Eisens bei Aufschließung mittels Flußsäure-Schwefelsäure. Z. analyt. Ch. 1925, 66. Bd., S. 401.
41. Beiträge zur Grundlegung einer genauen Bestimmung des Eisenoxyduls in unlöslichen Silicaten. Z. analyt. Ch. 1925, 67. Bd., S. 197.
42. Probenahme und Analyse von Erdgas. Allgem. österr. Chemiker- u. Techniker-Zeitung 1926, S. 163. Gekürzt auch in: Internationale Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie, Sonder-Nummer v. 25. Mai 1926 (zum spanischen Geologen-Kongreß), S. 15.
43. Die Verunreinigung von Proben durch Zerkleinern im Eisenmörser. Chem. Ztg. 1927, S. 442 und 010.
44. Über die Veränderung von Gas-Proben während der Aufbewahrung und Abhilfe dagegen. Chem. Ztg. 1927, S. 993.
45. Der Stickstoff-Gehalt von Erdgasen. Allgem. österr. Chemiker- u. Techniker-Zeitung v. 1. Mai 1928.
46. Mikrochemischer Nachweis des Silbers als Sulfat. Mikrochemie 1928, S. 106.
47. Chemische Unterscheidung von Erdöl-Gasen und anderen Erdgasen. Tägliche Berichte über die Petroleum-Industrie, XXII., Nr. 266 v. 10. Nov. 1928, S. 1.
48. Eine genaue und rasche Methode zur Bestimmung des Gesamt-Schwefels in Kohle. Chem. Ztg. 1928, S. 933.
49. Chemische Unterscheidung von Erdölgasen und anderen Erdgasen. Petroleum 1929, S. 153.
50. Eine genaue und rasche Methode zur Bestimmung des Gesamt-Schwefels in Kohle. Chem. Ztg., Sonderteil „Die chemische Praxis“, 1929, S. 360.
51. Chemische Analysen einer Marienbader Gesteins-Serie. Vestnik, Prag, 1929. (Vestnik statniho geologickeho ustav Cal. Bep. V. 276).
52. Friedrichs-Quelle in Schönau im Gebirge. Bote aus der Buckligen Welt (Kirchschlag) v. 1. Dezember 1929.
53. Chemische Analyse des Mineralwassers aus Bohrung 10 bei Sisak (Jugoslawien). Internationale Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau und Geologie, 1. Juli 1930.
54. Bemerkenswerte Erfindung eines österreichischen Gelehrten. Chemische Methode zur Unterscheidung der Erdöl-Gase von gewöhnlichem Erdgas bei Bohrungen auf Erdöl. Wiener Bank- u. Börsen-Zeitung v. 9. Februar 1931 (Interview).
55. (mit L. Waldmann) Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf II. Der Gabbro von Nonndorf und Kurlupp. Verh. 1931, S. 160.
56. Die Beurteilung von Erdöl-Bohrungen durch chemische Gas-Untersuchungen. Allgem. Österr. Chemiker- u. Techniker-Zeitung 1934, Nr. 4.
57. Die Fluor-Bestimmung in Silikatgesteinen, anwendbar auch auf Wasser usw. Z. analyt. Ch. 1934, 97. Bd., S. 254.
58. Zur Sulfat-Bestimmung in Wässern und Mineralwässern. Z. analyt. Ch. 1934, 98. Bd., S. 1.
59. Fortschritte in der Unterscheidung von Erdölgas und gewöhnlichem Erdgas auf chemischem Wege zwecks Beurteilung von Ölbohrungen. Petroleum vom 1. September 1934.
60. Chemische Analyse der Friedrichs-Quelle in Schönau im Gebirge (N. Ö.). Verh. 1934, S. 100.
61. (mit L. Waldmann) Ganggesteine der Kalireihe aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb., 85. Bd. (1935), S. 274.
62. Das Mangan-Problem in der Silikatgesteins-Analyse und seine Lösung. Jahrb. 1936, 86. Bd., S. 65. (Kritischer Teil.)
63. Die Lösung des Mangan-Problems in der Silikatgesteins-Analyse. Z. analyt. Ch. 1936, 105. Bd., S. 81. (Arbeits-Vorschrift.)

64. Die Lösung des Mangan-Problems in der Silikatgesteins-Analyse. Z. analyt. Ch. 1936, 105. Bd., S. 182. (Experimentelle Begründung.)
65. Berichtigung. Z. analyt. Ch., 105. Bd., S. 320.
66. Waschrohr für Gas-Analysen. Z. analyt. Ch. 1936, 104. Bd., S. 369.
67. Chemische Analyse und Beurteilung von Mineralwässern. Internationale Mineralquellen-Zeitung 1935 (Nr. 6—12) u. 1936 (Nr. 1—3). Erschien auch als Sonderdruck, herausgegeben vom Österreichischen Heilbäder- und Kurortverband, Wien.
68. Probenahme von Erdgas zur geochemischen Untersuchung auf Zusammenhang mit Erdöl. Petroleum XXXII., 1936, Nr. 18.
69. Analyse und Beurteilung der Mineralwässer. Mitteilungen d. Geolog. Gesellschaft (Wien), 1935, Bd. XXVIII. (Kurzer Auszug.)
70. Die Explosionsgefahr der Überchlorsäure. Z. analyt. Ch. 1936, 107. Bd., S. 385.
71. Mikro-Prüfung von Silikaten auf Eisenoxydul und -oxyd. Mikrochemie 1936, XXI. Bd., S. 224.
72. Das Verhalten von Chrom zu o-Oxychinolin. Z. analyt. Ch. 1937, 109. Bd., S. 91.
73. Beiträge zur Mangan-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1937, 110. Bd., S. 401.
74. Über die Bestimmung sehr kleiner Nickelgehalte. Verh. 1937, S. 154.
75. Untersuchung des Bimssteins von Köfels auf Nickel. Zur Nickel-Bestimmung in Silicatgesteinen. Verh. 1937, Nr. 12, 269.
76. Beiträge zur Mangan-Bestimmung in Silicatgesteinen. IV. Ergänzungen, enthaltend eine neue Methode der Mangan-Oxydation. Z. analyt. Ch. 1938, 112. Bd., S. 174.
77. Untersuchungen über verschiedene Methoden zur Fluor-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1939, 116. Bd., S. 92.
78. Verbesserung der Lithium-Bestimmung in Mineralwässern und ein neuer Weg zur Lithium-Bestimmung in Silicatgesteinen. Z. analyt. Ch. 1939, 118. Bd., S. 1.
79. Eine empfindliche und charakteristische Reaktion des Urans, die sich zu einer neuen Bestimmung von Uran-Spuren eignet. Z. analyt. Ch. 1940, 119. Bd., S. 321.
80. Untersuchungen über Methoden der Silikat-Analyse. Glastechnische Berichte 1941, 19. Bd., S. 345.
81. Höhere Manganoxyde in der Silicatgesteins-Analyse. Z. analyt. Ch. 1943, 125. Bd., S. 91.
82. Zur Frage einer Analysen-Norm von Mineralwässern. Zeitschr. f. physikal. Therapie, Bäder- u. Klimaheilkunde 1948.
83. Direkte Bestimmung des Aluminiums in Silikaten. Glastechnische Berichte, 18. Bd., S. 322, 1940 (Referat).
84. (mit L. Waldmann) Neue Analysen von kristallinen Gesteinen des Südrandes der böhmischen Masse. Mitteilungen d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien, Bd. I, S. 237, 1940.
85. Die Empfindlichkeit der Zirkon-Fällung mit Phosphat und mit Phenylarsinsäure. Z. analyt. Ch., 122. Bd., S. 1, 1941.
86. Äußerung zu den Normativ-Bestimmungen für Mineralwässer. Zeitschr. f. Lebensmittel-Untersuchung u. -Forschung, 1948.

Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallüla- Vermunt (Zaverna-Stollen)

Von Otto Reithofer

(Mit 2 Tafeln XV und XVI, 3 Diagrammen und 1 Abb. [Textfig.])

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	105
Einleitung	106
Der Fensterstollen Vallüla „Süd“	106
Der Stichstollen	108
Der Druckstollen	108
Der Seestollen	115
Der Zugangstollen	116
Die Beschaffenheit des Zaverna-Stollens und die Lage der Gesteine	117
Vergleich mit den geologischen Verhältnissen ober Tag	119
Die Wasserverhältnisse	121

Vorwort

Im Jahre 1938 haben die Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft in Bregenz mit dem Bau des Obervermunt- und Rodundwerkes begonnen. Sie ermöglichten vom Baubeginn an die geologische Aufnahme des Freispiegelstollens von Gaschurn nach Latschau, des Druckschachtes und Entlastungsstollens von Latschau nach Rodund und sonstiger bemerkenswerter Aufschlüsse. Im Jahre 1946 wurde die Aufnahme des Stollens für die Beileitung des Rellsbaches beendet. In den Jahren 1948 bis 1950 wurde die Aufnahme aller Stollenstrecken für die Wasserüberleitungen aus Tirol-I (vom Jamtal bis zum Vermunt-Stausee) einschließlich des Verbellenstollens ermöglicht.

Als erstes Ergebnis dieser Arbeiten wird die geologische Beschreibung des Zaverna-Stollens veröffentlicht.

Herrn Dipl.-Ing. A. Ammann, Direktor der Vorarlberger Illwerke, erlaube ich mir für die rege Anteilnahme, die Unterstützung meiner Arbeit und die Gewährung eines Druckkostenbeitrages herzlich zu danken.

Den Herren Oberingenieuren E. Hoyer und W. Steinböck, Bauleiter der Haupthauleitung Obervermuntwerk-Rodundwerk der E. A. G. vorm. Lahmeyer & Co. in Schruns, und den Herren Ingenieuren der örtlichen Bauleitungen und der Baufirmen danke ich für ihre vielfältige Unterstützung verbindlichst.

Zu ganz besonderem Danke bin ich aber Herrn Dipl.-Ing. J. Hämmerle, Leiter der Projektierungsabteilung der Vorarlberger Illwerke in Schruns, für manchen Rat und zahlreiche Hilfeleistungen verpflichtet.

Einleitung

Der Druckstollen Valüla-Vermunt liegt im hintersten Teil des Montafonales südöstlich ober Parthenen, nahe dem N-Rande der der Silvretta-gruppe (auf Blatt Silvrettagruppe 5244 der Österreichischen Spezialkarte 1:75.000). Im Frühjahr 1943 wurde mit dem Stollenbau begonnen, der dann gegen Kriegsende eingestellt werden mußte. Im Jahre 1946 konnten die Bauarbeiten wieder fortgesetzt und im Sommer 1949 beendet werden. Dem beigegebenen Lageplan ist der Verlauf der Stollentrasse zu entnehmen. Die Stollensohle liegt beim Schnittpunkt des Fensterstollens mit dem Stichstollen (in Vallüla) in einer Seehöhe von zirka 1711,7 m, bei der Einmündung des Zaverna-Fensterstollens in zirka 1716 m und bei der Einmündung in den Vermunt-Stausee in zirka 1720 m Höhe.

Zur Erzielung einer möglichst genauen Aufnahme wurden jeweils nur die frisch gewaschenen Stollenstrecken aufgenommen. Bei dieser Aufnahme gelangen die beiden Ulmen und der First zur Darstellung. Der Einfachheit halber wurden die Ulmen immer als senkrechte Wände angenommen, was aber nur stellenweise zutrifft. In allen anderen Fällen wurde dies bei der Darstellung entsprechend berücksichtigt, da größter Wert darauf gelegt wurde, möglichst unverzerrte Profile zu erhalten.

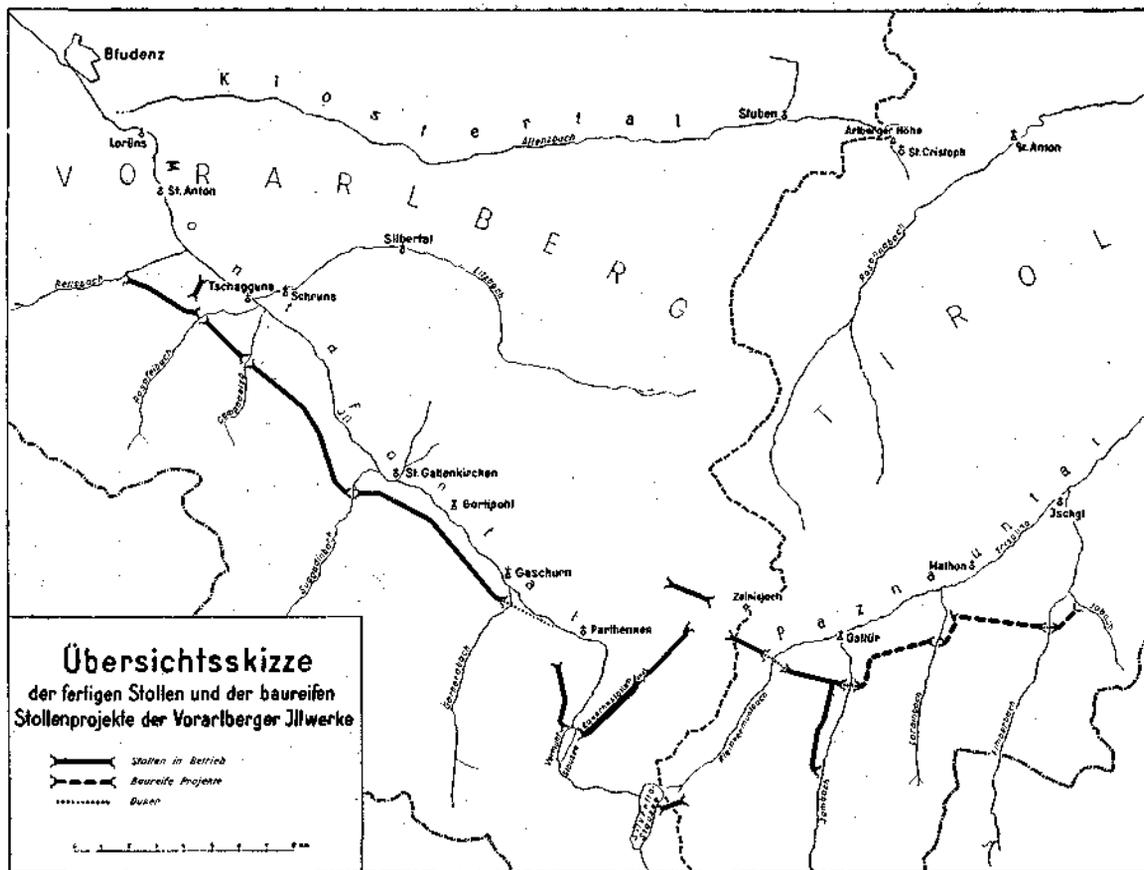
Um nicht zu sehr unübersichtliche Profile zu bekommen, wurde auf die Darstellung der Klüfte, von denen sich besonders die Querklüfte $\pm \perp B$ stellenweise ziemlich stark bemerkbar machen, verzichtet. Es wurden nur solche Klüfte verzeichnet, längs denen Bewegungen stattgefunden haben. Sehr erstannlich ist die große Anzahl von Bewegungsflächen, von denen die Gesteine durchschnitten werden, die aber ober Tag meist nicht zu sehen sind. Bei den Bewegungsflächen finden sich alle Übergänge von messerscharfen Verwerfungen bis ein paar Dezimeter starken Lettenklüften und noch mächtigeren, vielfach weichen Mylonitzonen. Sowohl bei den Bankungs- als auch bei den Bewegungsflächen handelt es sich teils um ebene, teils um gekrümmte Flächen.

Bei den Stollenprofilen ist noch zu beachten, daß nur in den Strecken ohne Einbau alle Eintragungen lückenlos durchgeführt werden konnten, während in den mit Einbau teils nur wenig, teils nichts eingezeichnet werden konnte.

Bei der Betrachtung der Stollenprofile ist außerdem noch zu berücksichtigen, daß der Nullpunkt der Stollenkilometrierung auf der Profiltafel in der linken oberen Ecke liegt, während er sich auf dem Lageplan am O-Rande desselben (am rechten Rande) befindet. Alle in der folgenden Beschreibung angeführten Angaben beziehen sich, falls nichts anderes angegeben wird, auf die nördliche, bzw. nordwestliche Ulme an der Sohle.

Der Fensterstollen Vallüla „Süd“.

Dieser Stollen verläuft ungefähr von NO gegen SW (siehe Lageplan!) bis zur Einmündung des Stichstollens beim Stollenmeter 65. Am Portal steht junger Moränenschutt mit kleinen bis großen, z. T. gut gerundeten



Blöcken an, der bis zum Stollenmeter 17 reicht, wo der anstehende Fels beginnt. Es handelt sich um grobkörnigen Biotitaugengneis (1, siehe Profiltafel!), der wegen der zahlreichen Lettenklüfte zunächst weniger standfest ist, von 61 *m* an aber fester wird.

Der Stichstollen

Dieser Stollen verläuft annähernd von O gegen W. Der Nullpunkt der Stationierung liegt im Schnittpunkt der beiden Robrachsen (Einmündung Vallulabach). Die Schieberkammer steht auf anstehendem Fels, nachdem der Moränenschutt entfernt worden war. Die Grenze zwischen der Blockmoräne und dem Biotitaugengneis liegt bei 2·4 *m*. Der letztere ist z. T. stärker gestört und im äußeren Teil ziemlich stark zerklüftet, daher nicht ganz standfest. Das Gestein ist frisch, nur entlang einzelner Störungen bis über Stollenmeter 20 etwas verwittert. Es treten auch verschiedene Querklüfte $\pm \perp$ B auf. Ab 29·5 *m* war in dem festen Gestein kein Einbau erforderlich.

Der Druckstollen

Der Druckstollen verläuft von der Einmündung des Fensterstollens bei 53·21 *m* bis fast 1·25 *km* über die Einmündung des Zaverna-Fensterstollens hinaus \pm gegen SW und biegt dann allmählich bis in die NW-Richtung ab, während sein westlichster Teil, der Seestollen, mehr gegen W gerichtet ist. Von 60·2 *m* an ist der Granitgneis fest (ohne Einbau). Bei 69 *m* tritt an der SO-Ulme derber weißer Quarz (2) auf. Zwischen 96·4 und 98·2 *m* steht fester, feinkörniger Biotitgranitgneis (3) an, dem 2 bis 20 *cm* starke weiße Aplittgneislagen (4) zwischengelagert sind. An den Biotitgranitgneis grenzt bis 106·2 *m* vorwiegend Muskowitgranitgneis an (5), der stark gestört und gefaltet ist. Zwischen 101·4 und 105·2 *m* ist das Gestein sehr stark gestört und zertrümmert, z. T. mylonitisch und weich (= m. u. w.) und auffallend weiß (6). Die südlich anschließenden Parteien dieses Gesteins sind stark gestört, gefaltet und nicht fest (7). Einbau zwischen 99·5 und 105·8 *m*.

Der Muskowitgranitgneis wird von mächtigem, z. T. weniger stark gestörtem, mehr massigem, feinkörnigem, festem Biotitgranitgneis mit kleinen Biotiten unterlagert, dessen Bankung vielfach undeutlich oder nicht erkennbar ist (8). Von 250 *m* an wird dieser Granitgneis gegen N sehr biotitarm. Stellenweise treten dünne grünliche Kluffbeläge auf. Bei 116 *m* (SO-Ulme) zieht ein Zerrüttungsstreifen (9) durch, in dem das Gestein nicht so stark gestört ist wie zwischen 101·4 und 105·2 *m*. Sehr stark gestörte Verruschelungszonen, die z. T. m. u. w. sind (10), treten zwischen 162·3 und 193·5 *m* auf. Kopfschutz zwischen 151·6 und 166·3 *m*. Bei 204 *m* helle Aplittgneislage (11). Zwei stark gestörte Quetschzonen (12) finden sich zwischen 223·5 und 233·5 *m* und eine schmalere bei 248 *m*. Daneben treten mehrere, etwas weniger stark gestörte Zonen (13) auf. Sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Quetschzonen liegen zwischen 233·5 und 238·1 *m* (Einbau von 233·9 bis 238·7 *m*) und bei 260·4 *m* (14).

Von 280 bis 282·7 *m* wird fester, grobkörniger Biotitaugengneis mit Biotitnestern (15) durchörtet, der z. T. stärker gestört ist (16). Dieser wird von einer 0·8 *m* starken Lage von feinkörnigem Biotitgranitgneis

mit zahlreichen, ganz dünnen, bis 2 cm dicken Zwischenlagen von hellem Aplitgneis (17) unterlagert. Der daran angrenzende feste, feinkörnige, ziemlich massige Biotitgranitgneis (18) ist undeutlich gebankt. Seine südlichsten Lagen sind stärker gestört und bei 288 m tritt eine stark gestörte, z. T. m. u. w. Ruschelzone (19) auf. Zwischen 296 und 344.7 m steht sehr fester, grobkörniger Biotitaugengneis mit Biotitnestern (20) an. Nur von 308 bis 310 m ist das Gestein an der NW-Ulme feinkörnig. Die nördlichste Grenzlage ist eine sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Quetschzone (21), an die gegen S angrenzen: eine stark gestörte, aber feste Zone (22), eine stark geschieferte, nicht sehr feste Zone (23), eine äußerst stark geschieferte und z. T. w. Zone (24) und eine teilweise m. u. w. Zone (25), in der von einer weißen Aplitgneislage nur noch linsenförmige, z. T. zu Sand zerdrückte Nester erhalten sind.

Bei 345 m wurde eine bis 0.8 m mächtige Lage von feinkörnigem Biotitgranitgneis (26) durchstoßen, die an ihrer Südgrenze von einer dünnen, und an der Nordgrenze von einer dünnen bis 0.25 m starken und ein paar ganz dünnen weißen Aplitgneislagen (27) begleitet wird. Zwischen 345.5 und 424 m steht fester, mehr feinkörniger Biotitaugengneis (28) an, dem bei 350 m eine feste Muskowitgranitgneislage (29) zwischengeschaltet ist, an deren N-Grenze das Nebengestein z. T. stark geschiefert und gestört ist (30). Eine weitere Muskowitgranitgneislage findet sich bei 415.4 m, die im Liegenden von ein paar dünnen solchen Lagen begleitet wird. Zwischen 424 und 429.5 m handelt es sich überwiegend um Muskowitgranitgneis, der stark gefaltet und gestört ist (31). An diesen grenzt fester, meist mehr feinkörniger Biotitgranitgneis (32), an dessen Liegend- (= Süd-) Grenze verschiedene dünne, bis über 10 cm starke Muskowitgranitgneislagen auftreten. Auch innerhalb des Biotitgranitgneises finden sich verschiedene Muskowitgranitgneislagen (33). Bei 447.2 m sind im Liegenden der Muskowitgranitgneislage (34) mehrere \pm dünne, weiße, z. T. stark gefaltete Lagen zu beobachten, die nicht ausgedehnter werden konnten. Bei 472 m konnte von drei dünnen, bis zusammen über 3 dm starken solchen Lagen (35) nur eine eingezeichnet werden. An der SO-Ulme zieht eine \pm 1 dm mächtige ebensolche Lage (36) entlang, in deren Liegenden verschiedene solche dünne, kleingefaltete Lagen auftreten.

Bei diesen ganz dünnen, häufig nur ein paar mm bis \pm 1 cm starken Lagen handelt es sich um Quarzfeldspatgesteine in allen Abstufungen von reinen Quarzlagen, Quarziten bis zu Aplitgneisen und Muskowitgranitgneisen. Wegen ihrer geringen Stärke läßt sich oft nicht gleich feststellen, welche dieser Bezeichnungen zutrifft und da diese verschiedenen und auch durch alle Übergänge verbundenen Gesteine oft ganz nahe nebeneinander vorkommen und nicht jede Lage eigens ausgeschieden und angeführt werden kann, werden sie im folgenden der Einfachheit halber als weiße Lagen zusammengefaßt.

Zwischen 499.3 und 564.1 m wurde sehr fester, dünn- bis dickgebankter Muskowitgranitgneis aufgefahren, der mit ganz dünnen bis einige cm und mehr starken, dunklen, glimmerreichen Zwischenlagen gebändert ist. In den letzteren treten wieder ganz dünne weiße Lagen auf, die z. T. stark kleingefaltet sind. Gegen N werden die Bänke des Muskowitgranitgneises (37) viel mächtiger und erreichen Stärken bis über 1 m. Bei 555.6 und bei 563 m treten je eine dünnere Biotitgranitgneislage (38) und nördlich davon

zwei dünne, bis über 2 *dm* starke ebensolche Lagen mit ganz dünnen weißen Zwischenlagen auf. Bei 564.1 *m* beginnt wieder fester, deutlich geschieferter Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspatäugen (39). Innerhalb dieser Zone treten mehrere dünne, bis über 3 *dm* starke Muskowitgranitgneislagen mit \pm dünnen dunklen Zwischenlagen (40), zwei dünnere Muskowitgranitgneislagen (41), ein größtenteils diskordanter weißer Aplitgang (42) und eine Aplitgneislage (43) auf.

Von 601.7 *m* an herrscht fester, feinkörniger, stärker geschieferter Biotitgranitgneis (44) vor. Zwischen 675 und 695 *m* treten größere Feldspatäugen auf und das Gestein ist zwischen 675 und 691 *m* auch etwas grobkörniger. Bei 620 und 647 *m* ziehen zwei stärkere Zonen mit vorwiegend Muskowitgranitgneis (45) durch. Eine dünnere Muskowitgranitgneislage (46) ist z. T. stark gefaltet und ausgewalzt. Eine einige und eine bis 15 *cm* starke solche Lage findet sich bei 639.5 *m*. Mehrfach treten weiße Aplitgneislagen (47) auf. Die bei 632.1 *m* ist leichtgefaltet und die zwischen 671 und 677 *m* lassen erkennen, wie stark das Gestein hier gefaltet ist. Bei 610 *m* handelt es sich um zwei dünne, bis 10 *cm* starke Lagen.

Von 690 *m* an geht der Biotitgranitgneis rasch ohne erkennbare Grenze in festen, weniger typischen, mehr feinkörnigen Biotitaugengneis (48) mit zahlreichen Klüften über. Zwischen 748 und 758 *m* finden sich einzelne große Feldspatäugen. Die Bankung ist meist nicht deutlich erkennbar. Außer dünnen bis dickeren Aplitgneislagen (49), die z. T. stark gefaltet und ausgequetscht sind (die bei 786.2 *m* ist nur bis 1 *cm* stark), treten auch einige Aplitgänge (50) auf. Nahe der S-Grenze wurden an zwei Stellen Einlagerungen von Muskowitgranitgneis mit etwas Biotit (50) angetroffen.

Zwischen 806.7 und 819.4 *m* und zwischen 825.8 und 831.2 *m* steht ziemlich feinkörniger, glimmerreicher, stark geschieferter und z. T. stark gefalteter Biotitgranitgneis mit dünnen weißen Zwischenlagen (51) an. Die letzteren sind z. T. stark kleingefaltet und teilweise auch intensiv mit dem dunklen Gestein veraltet. Zwischen diesen beiden Gesteinszonen findet sich fester, mehr feinkörniger, massiger, z. T. stärker gefalteter Biotitgranitgneis mit einzelnen dünnen weißen Lagen (52), dessen N-Grenze ziemlich unscharf ist. Diesen Granitgneisen sind Aplitgneislagen (53) und Muskowitgranitgneislagen (54) zwischengeschaltet.

Bei 831.2 *m* beginnt wieder sehr fester, ziemlich grobkörniger, weniger stark gestörter Biotitaugengneis mit Biotitnestern, einzelnen großen Feldspatäugen und zahlreichen Klüften (55), an den bei 849.7 *m* fester, mehr feinkörniger Biotitaugengneis mit zahlreichen, ganz dünnen und einigen stärkeren, sehr feinkörnigen Aplitgneislagen (56), die z. T. intensiv gefaltet und auch meist kleingefaltet sind, grenzt. An die südlich davon folgende, nur schwach durch dünne biotitreiche Lagen gebänderte Aplitgneislage (57) schließt bei 856 *m* wieder eine mächtigere Zone von festem, mehr feinkörnigem, ziemlich massigem Biotitaugengneis (58) an, dessen Bankung nicht recht erkennbar ist. Wie die ganz feinkörnigen Aplitgneislagen (59) und der Muskowitgranitgneis (60) erkennen lassen, ist diese Zone stark gefaltet. Bei 880 *m* wechsellagern z. T. intensiv gefaltete, ganz dünne weiße Lagen mit stärkeren Muskowitgranitgneis- und dunklen, biotitreichen Lagen (61). Der Muskowitgranitgneis zwischen 886.6 und 894.9 *m* ist etwas biotithaltig. In dem südlich davon anschließenden Biotitaugengneis, der z. T. stark geschiefert und gestört ist, treten nur zwischen 893 und

903 *m* viele, ganz dünne weiße Lagen auf, die meist intensiv kleingefältelt sind.

Zwischen 931 und 933·7 *m* zieht eine sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Zerrüttungszone (Einbau!) (62) durch, an die nach S wieder fester, mehr feinkörniger Biotitaugengneis (63) mit einzelnen dünnen bis starken Aplitgneis- und Muskowitgranitgneislagen (64) grenzt. Der Verlauf der letzteren, von denen nur die wichtigsten ausgeschieden werden konnten, läßt die sehr starke Faltung erkennen. Die starke Muskowitgranitgneislage zwischen 932 und 955·4 *m* (SO-Ulme) führt auch etwas Biotit. Ebensolcher Muskowitgranitgneis, der auf den Klüften rostbraun anwittert (65), findet sich bei 979 *m*. Von 979·6 bis 997·6 *m* steht mehr feinkörniger Biotitgranitgneis mit dünnen bis über 5 *cm* starken Aplitgneislagen an, die teilweise kleingefältelt sind (66). Der Biotitgranitgneis und der zwischengeschaltete Muskowitgranitgneis mit etwas Biotit (67) sind stark bis sehr stark gefaltet.

Muskowitgranitgneis mit etwas Biotit, durch einzelne bis 10 *cm* starke biotitreiche, dunkle Lagen gebändert (68), reicht von 997·6 bis 1018·2 *m*. Eine 0·7 bis 1 *m* mächtige Partie unmittelbar über der Liegeud- (= N-) Grenze ist durch verschiedene dünnere, biotitreiche, dunkle Lagen besonders deutlich gebändert. An den Muskowitgranitgneis grenzt wieder mehr feinkörniger, z. T. etwas gefalteter Biotitgranitgneis mit zahlreichen dünnen bis ein paar *cm* starken weißen Lagen (69), die besonders gegen die Hangendgrenze hin häufiger werden. Der Biotitgranitgneis und der südlich davon folgende Muskowitgranitgneis mit etwas Biotit und einigen dünnen biotitreichen Zwischenlagen (70) werden zwischen 1031·7 und 1034 *m* (SO-Ulme) von zwei stärker gestörten Quetschstreifen (71) durchsetzt. Zwischen 1041·2 und 1120·8 *m* steht sehr fester, nicht sehr grobkörniger, weniger stark gestörter Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspatagen und Querklüften $\pm \perp$ B (72) an. Diesem Biotitaugengneis sind Muskowitgranitgneislagen mit etwas Biotit (73) und solche, die auf den Klüften rostbraun anwittern (74) und auch ganz dünne (75) zwischengeschaltet. Außer diesen Lagen sind noch eine 3 *cm* dicke Aplitgneislage (76), eine an der Hangendgrenze auf den Klüften rostbraun anwitternde Aplitgneislage, unter deren Liegenden noch mehrere Aplitgneis- und Muskowitgranitgneislagen mit einigen dünnen, biotitreichen, dunklen Zwischenlagen (77) auftreten und endlich noch mehrere ganz dünne Aplitgneislagen (78) zu erwähnen, von denen nur eine ausgeschieden wurde.

Bei 1120·6 *m* wurde eine stärkere Muskowitgranitgneislage mit zwei bis über 10 *cm* dicken, biotitreichen, dunklen Zwischenlagen (79) angefahren, an die fester, ziemlich feinkörniger, z. T. stärker geschieferter Biotitgranitgneis mit viel Muskowit (= zweiglimmeriger Granitgneis) (80) anschließt. Etwa 0·3 *m* über der Hangendgrenze des Muskowitgranitgneises tritt eine bis über 0·5 *m* mächtige Zone mit ganz dünnen weißen Lagen auf, die z. T. stark kleingefältelt sind. Bei 1148·2 *m* (SO-Ulme) handelt es sich um mehrere ganz dünne, stark gefaltete weiße Lagen (81). Von hier an wird der Biotitgranitgneis ganz massiv und er führt auch vereinzelt große Feldspatagen. Von 1160·2 bis 1167·1 *m* folgt wieder fester, feinkörniger, z. T. stark geschieferter Biotitgranitgneis mit zahlreichen dünnen weißen Lagen (82), die z. T. stark kleingefältelt sind. Mehrere dünne weiße Lagen bilden die N-Grenze des südlich davon angrenzenden festen, feinkörnigen, mehr massigen Biotitgranitgneises, in dem nur einzelne stärker geschieferte

Partien und nur einzelne kürzere Stücke von gefalteten dünnen weißen Lagen auftreten (83). Nur bei 1183·8 *m* (SO-Ulme) findet sich eine längere, bis 10 *cm* starke Muskowitgranitgneislage (84), die intensiv gefaltet ist. In ihrem Hangenden ziehen noch einige ganz dünne solche Lagen durch. Zwischen 1193·1 und 1220·9 *m* (SO-Ulme) hat derselbe, z. T. stark geschieferte und stärker gestörte Granitgneis stellenweise reichlich dünne weiße, meist stark gefaltete Lagen, während südlich davon der Granitgneis mehr massig und sehr arm an weißen Lagen ist und von 1236·5 *m* an z. T. wieder stärker geschiefert ist und teils einzelne, teils zahlreiche dünne weiße, teilweise stark gefaltete Lagen führt. Bei 1210 und bei 1221 *m* (SO-Ulme) ziehen stark gestörte, z. T. m. u. w. Rnschelzonen (85) durch. Vielfach handelt es sich bei den ausgeschiedenen dünnen weißen Lagen nicht um eine einzige, sondern um mehrere. Öfters treten stärkere Vorkommen von vorwiegend Muskowitgranitgneis mit etwas Biotit (86) auf, die meist intensiv gefaltet sind. Bei 1260 *m* treten auch einige dünne, biotitreiche, dunkle Zwischenlagen innerhalb des weißen Granitgneises an.

Bei 1290·8 *m* beginnt sehr fester, ziemlich feinkörniger, massiger Biotitaugengneis (87) mit einzelnen großen Feldspatäugen, nur wenigen stärker geschieferten Lagen und zahlreichen Querklüften $\pm \perp$ B. Von 1368 *m* an geht das Gestein in festen, vorwiegend feinkörnigen, ziemlich massigen, weniger gestörten Biotitgranitgneis (88) über, der gegen den südlich davon folgenden, mehr feinkörnigen, stark geschieferten, gefalteten und gestörten Biotitgranitgneis (89), der stellenweise reich an dünnen weißen Lagen ist, nicht scharf abgegrenzt werden kann. Wo die Granitgneise mehr massig ausgebildet sind, treten meist reichlich Störungen auf, während sie dort, wo sie stark geschiefert und gefaltet sind, seltener von Bewegungsflächen durchsetzt werden. Zwischen 1384·8 und 1389 *m* ist der Granitgneis weniger stark gestört. Von 1314·5 bis 1318·4 *m* ist er stärker geschiefert und bei 1375 (hier Einbau) und 1403 *m* treten sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Quetschzonen (90) auf. Bei 1383 *m* (SO-Ulme) findet sich eine kleinere Scholle von festem Biotitaugengneis (91). Mehrfach treten Lagen von Muskowitgranitgneis (92) auf. Die bei 1356·8 *m* ist durch dünne, biotitreiche, dunkle Lagen gebändert. Bei 1381 *m* (SO-Ulme) ist der etwas biotithaltige Muskowitgranitgneis sehr stark gestört, z. T. m. Auch zwischen 1397 und 1403 *m* ist dieser Granitgneis etwas biotitführend. Bei 1302 *m* ist der weiße Aplitgneis (93) stark ausgewalzt. Bei 1375 *m* führt die bis über 5 *cm* starke Aplitgneislage etwas Hornblende. Auch im Biotitgranitgneis treten hier mehrere, bis über 1 *cm* starke Lagen mit reichlich Hornblende auf. Bei 1336 *m* zieht eine dünne, bis über 10 *cm* mächtige, äußerst biotitreiche Lage (= Bewegungshorizont) durch, die in ihrem Liegenden von einer bis 5 *cm* starken Muskowitgranitgneislage (94) begleitet wird. Eine ähnliche, sehr biotitreiche Lage findet sich bei 1340 *m* (94').

Zwischen 1407 und 1407·4 *m* stehen vier bis über 10 *cm* starke und mehrere dünne weiße Aplitgneislagen (95) an, die mit biotitreichen, dunklen Lagen gebändert sind. An diese schließt fester, mehr feinkörniger Biotitaugengneis mit einzelnen großen Feldspatäugen an (96), dem nahe seiner N-Grenze weißer Aplitgneis mit etwa Biotit (97), eine Muskowitgranitgneislage (98) und eine schmale Zone von stark geschiefertem Granitgneis mit dünnen weißen Zwischenlagen (99) eingeschaltet ist. Zwischen 1414·6 und 1424·8 *m* ist der Biotitaugengneis stark gestört, z. T. m. u. w.; und

nicht standfest. Diese gestörte Zone ist gegen N nicht scharf abgrenzbar. Nach S schließt eine weniger stark gestörte und zertrümmerte, aber feste Zone mit einer Muskowitgranitgneislage (98) an, an die bei 1436·6 *m* fester, z. T. stärker gestörter und zertrümmerter weißer Aplitgneis grenzt (100).

Bei 1440·8 *m* beginnt eine mächtige Biotitgranitgneiszone (101). Zwischen seiner N-Grenze und 1467·1 *m* ist dieses Gestein (mit zwei Muskowitgranitgneislagen = 102) stärker geschiefert. Von der N-Grenze bis 1456 *m* ist das Gestein trotz einer schmäleren, stark gestörten Ruschelzone (103, Einbau von 1441·4 bis 1447 *m*) etwas weniger stark gestört und meist fest. Südlich davon treten zwei sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Quetschstreifen (104) und zwei breitere, stark gestörte und zerhackte, z. T. nicht standfeste Partien (105, Einbau von 1456·2 bis 1463·4 *m*) auf. Südlich davon ist das Gestein bis etwa 1475 *m* (keine scharfe Grenze!) stärker gestört, aber fest. Der sehr feste, \pm feinkörnige, massige Biotitgranitgneis, dessen Bankung meist nicht recht erkennbar ist, ist mit Ausnahme seiner südlichsten Lagen größtenteils weniger stark gestört. Zwischen 1541 und 1562 *m* (keine scharfe Grenze!) ist das Gestein wieder stärker gestört und z. T. grob zerhackt. Von 1530 *m* an wird der Granitgneis gegen N gröber und ist ab 1520 *m* z. T. grobkörnig. In dieser Zone treten noch eine dünne und eine stärkere, z. T. ausgewalzte Aplitgneislage (106), drei dünne bis über 5 *cm* starke, weiße quarzitisches Lagen (107, nur eine davon ausgeschieden, nur z. T. // s) und ein Pegmatitgang (108) auf.

Bei 1595 *m* zieht ein stark gequetschter, z. T. m. u. w. Störungstreifen (109) durch, an den feinkörniger Biotitgranitgneis (110) grenzt. Bei etwa 1680 *m* findet ein allmählicher Übergang in den mehr feinkörnigen Biotitgneis (111) statt. Da das Streichen hier ziemlich parallel zur Stollenachse verläuft, lassen sich einzelne feinkörnige Biotitgranitgneislagen bis zur Einmündung des Zaverna-Fensterstollens bei 1719·71 *m* nach S verfolgen. Zwischen 1596 und 1615 *m* ist der Biotitgranitgneis stärker gestört und etwas grob zertrümmert, aber fest. Südlich davon ist das feste Gestein weniger stark gestört, doch treten an der NW-Ulme stark geschieferte Lagen auf, besonders zwischen 1660 und 1670 *m*. Zwischen 1631 und 1651 *m* finden sich dünne, z. T. ausgequetschte und gefaltete Aplitgneislagen (112), während dieselben Lagen bei 1660 und 1664·8 *m* rostbraun anwittern, wobei sie z. T. von Störungen begleitet werden. Zwischen 1750 und 1800 *m* geht der sehr feste, feinkörnige Biotitgneis allmählich in mehr grobkörnigen mit Biotitnestern über, der ziemlich massig ist und die Bankung nicht deutlich erkennen läßt. Bei 1691 *m* ist der Granitgneis zerdrückt (113). Südlich davon treten mehrere quarzitisches Lagen (114) meist \pm // s auf. Zwischen 1727 und 1737 *m* ist eine dieser Lagen zu Linsen ausgewalzt. Zwischen 1825 und 1848 *m* treten zwei, bis ein paar *dm* starke, feinkörnigere Zwischenlagen im groben Biotitgneis auf, wodurch die Bankung wieder deutlich zu erkennen ist. Bei 1859·2 *m* findet sich eine bis einige *cm* weit geöffnete Verwerfungsspalte (115).

Bei 1890·5 und 1925·3 *m* sind stärker gestörte, noch standfeste Quetschzonen (116) zu beobachten. Zwischen denselben treten drei Pseudotachylitgänge auf, was um so bemerkenswerter ist, als solche bisher nur vom Überschiebungsrande der Silvrettadecke bekannt waren. Bei 1890·8 *m* findet sich ein ganz dünner, bis über 10 *cm* starker, grünlicher Pseudotachylitgang mit rostbraunem Spiegel (H), bei 1997·5 *m* ein dünner und bei 1908·1 *m*

ein dünner, bis ein paar *cm* starker ebensolcher Gang. Diese drei schmalen Gänge sind an Bewegungsflächen gebunden, worauf auch die an ihnen erhaltenen Harnischflächen hinweisen. Die zwischen 1930 und 1946 *m* aufgefahrenen Quarzgänge sind durch die Störungen teilweise etwas verworfen worden. Bei 2027·5 *m* wurde ein weiterer, bis 1 *cm* starker, grünlicher Pseudotachylitgang (H) angetroffen. Südlich davon folgt eine stärkere, am N-Ende mehrfach gefaltete und eine dünne Aplitgneislage (117), die beide größtenteils // *s* verlaufen. Zwischen 2004 und 2008 *m* treten im Biotitaugengneis unregelmäßige, biotitarmer, stark saure Partien auf.

Bei 2063·5 *m* (SO-Ulme) ist der Granitgneis stärker gestört. Auf derselben Ulme zieht bei 2076·5 *m* eine stärker quarzitisches und biotitärmere Lage (118) durch, während bei 2086 *m* ein Aplitgang (119) zu beobachten ist. Zwischen 2106 und 2113 *m* ist der Granitgneis wegen der vielen Störungen nicht so fest wie in den wenig gestörten Partien, aber doch standfest. Zwischen 2145·6 und 2153·2 *m* zieht eine breitere Mylonitzone (120, Einbau von 2141 bis 2154 *m*) durch. Das Gestein ist teils zu feinkörnigem, teils zu ganz dichtem, weichen, hellgrauen Material zerrieben. Das feinkörnige Material läßt noch deutlich erkennen, daß es sich um völlig zerdrückten Granitgneis handelt. Innerhalb dieser nicht standfesten Mylonitzone treten eine größere (121) und einzelne kleine, weniger stark gestörte Partien auf.

Zwischen 2153·2 und 2341·2 *m* steht wieder grobkörniger Biotitaugengneis mit großen Feldspatäugen und Biotitnestern an (122), dem nahe seiner S-Grenze, nicht scharf abgrenzbar, feinkörniger Biotitaugengneis (123) zwischengeschaltet ist. Bei 2285·7 *m* tritt eine dünne, weiße, quarzitisches Lage (124) auf. Bei 2334·5 *m* zieht ein stark gefalteter, weißer, rostbraun anwitternder Aplitgang (125) durch. Südlich davon folgen mit gleichen Farben zwei, z. T. ausgequetschte Aplitgneislagen ziemlich // *s* verlaufend (126). Ohne scharfe Grenze beginnt bei 2341·2 *m* wieder mehr feinkörniger Biotitaugengneis, der nahe seiner N-Grenze von einer stärker gestörten Zone (128) durchsetzt wird. 7 *m* südlich davon folgt eine ganz dünne, weiße Aplitgneislage (129).

Bei 2372·6 *m* schließt mit unscharfer Grenze sehr fester, grobkörniger Biotitaugengneis mit Biotitnestern (130) an. Dieser läßt die B-Achsen meist nicht deutlich, vielfach auch gar nicht erkennen, während sie im feinkörnigen meist sehr deutlich ausgeprägt sind. Bei 2421 *m* (SO-Ulme) tritt ein bis 10 *cm* starker, geschieferter und gefalteter Aplitgang (131) auf, bei 2500 *m* auf derselben Ulme weißer Quarzit mit rostbraunen Flecken (132, nicht // *s*) und bei 2524·2 *m* eine bis 2 *cm* weite, mit grünem Chlorit verheilte Kluft (133).

Die Punkte zwischen 2517 und 2523 *m* (SO-Ulme) deuten weiße Quarzlinien (134) an, und die Schraffen um 2530 *m* eine ein paar *dm* mächtige, stärker geschieferte Lage mit sehr deutlichen B-Achsen (135). Bei 2536·7 *m* quert eine bis 10 *cm* starke quarzitisches Lage (136) den Stollen. Bei 2555 und 2618 *m* zieht je eine stärker gestörte, aber noch feste Zone (137) durch. Der weiße Aplitgang (138) bei 2609·5 *m* verläuft quer zum Streichen, ist aber in der gleichen Weise geschiefert wie das Nebengestein. Zwischen 2643 und 2670 *m* handelt es sich um eine zusammengehörnde, bis ein paar *cm* starke weiße Aplitgneislage (139). Bei 2714 *m* (SO-Ulme) ist ein kleiner Pegmatitgang (140) zu beobachten. Bei 2780 *m* ist das Gestein stark gestört, aber fest (141), und bei 2831 *m* sehr stark gestört, aber fest (142).

Zwischen 2787.5 und 2790 *m* ist dem groben Biotitaugengneis stark geschieferter Biotitaugengneis (143) diskordant zwischengeschaltet. An der S-Grenze dieser Einschaltung tritt eine 1—2 *dm* mächtige, stark geschieferte Lage mit zwei bis drei ganz dünnen, weißen Quarzitlagen (144) auf. Zwischen 2480 und 2830 *m* ist der Granitgneis mehr massig entwickelt, meist ohne deutliche Bankung, während er weiter südlich größtenteils \pm deutlich gebankt ist.

Von 2838.1 bis 2871.2 *m* steht z. T. sehr stark geschieferter Granitgneis (145) an, der bis 2848 *m* standfest ist, dann rasch stärker gestört, aber weniger geschiefert und nicht ganz standfest wird. Daran schließt eine sehr stark gestörte, z. T. m. u. w. Zerrüttungszone (146) an, in der eine größere, ganz m. u. w. und auffallend weiße Partie (147) auftritt (Einbau von 2848 bis 2870 *m*).

Bei 2871.2 *m* beginnt wieder mächtiger, sehr fester, grobkörniger Biotitaugengneis mit Biotitnestern (148), die aber vom Stollenmeter 3080 an gegen S ganz zurücktreten. Bei 2907 *m* (SO-Ulme) findet sich eine bis über 2 *dm* starke, weiße Aplitgneislage (149) und um 2980 *m* zeichnet sich eine Lage durch besonders große Feldspatäugen (150) aus. Die in den Granitgneisen häufig auftretenden Querklüfte \pm senkrecht zu den B-Achsen wurden später vielfach zu Bewegungsflächen umgestaltet, wie dies z. B. auch zwischen 2990 und 3000 *m* der Fall ist. Bei 3005 *m* tritt ein bis über 1 *dm* starker und bei 3024.3 *m* ein bis 5 *cm* starker, weißer Aplitgang (151) auf. Der geschieferte weiße Aplitgang mit rostbraunen Flecken bei 3039 *m* ist z. T. gefaltet und stark ausgequetscht. Bei 3047.5 *m* sind zwei dünne bis 2 *dm* starke Aplitgneislagen // s zu beobachten, die durch eine Schubfläche getrennt werden (152). Bei 3114.5 *m* findet sich eine bis 2 *dm* und südlich davon eine bis 8 *cm* starke, weiße Quarzitlage (153). Zwischen 3128 und 3133 *m* treten einzelne Lagen mit Muskowit auf, der zwischen 3133 und 3142 *m* ganz den Biotit vertritt, so daß das Gestein hier als Muskowitgranitgneis bis Muskowitaugengneis zu bezeichnen wäre. Bei 3140.4 *m* findet sich ein besonders deutlicher Harnisch, auf dessen S-Seite das Gestein ein paar *dm* breit ganz mylonitisch ist. Nahe 3210 *m* zieht eine fein zertrümmerte und w. Quetschzone (154) durch, auf deren N-Seite das Gestein stark zerklüftet und weniger fest ist, während es auf der S-Seite z. T. stärker zertrümmert und ebenfalls weniger fest ist. Bei 3214.1 *m* (SO-Ulme) tritt eine bis 1 *dm* mächtige, grünliche Mylonitlage (siehe Punkte!) auf. Bei 3249.02 *m* ist der Schnittpunkt der Achse des 353.98 *m* langen Zugangsstollens mit der des Druckstollens. Der von hier gegen W verlaufende Teil des Druckstollens, der in den Vermunt-Stausee mündet, wird Seestollen bezeichnet.

Der Seestollen

Der Stollen verbleibt bis 3353.1 *m* in festem, typischem Biotitaugengneis, der meist reich an Klüften ist. Je weniger der Granitgneis von Störungen durchsetzt wird, um so fester ist er, wie dies z. B. zwischen 3260 und 3320 *m* der Fall ist. Bei 3252.6 *m* folgt eine Störung einer bis 3 *cm* starken gelblichen, quarzitischen Lage (155) entlang, wobei letztere teilweise ausgequetscht wurde. Bei 3353.1 *m* folgen ein paar Meter Muskowitaugengneis (156), der zusammen mit dem Nebengestein auf der O-Seite z. T. stärker gestört und weniger standfest ist (Kopfschutz von 3350.2 bis

3355.5 m). An den Muskowitaugengneis schließt fester Biotitaugengneis an, in dem lagenweise auch Muskowit auftritt (157). Entlang einzelner Störungen ist das Gestein etwas zertrümmert und daher weniger fest.

Zwischen 3383.1 und 3399 m und zwischen 3424 und 3431.6 m findet sich je ein Gang von festem, grauem, ganz dichtem Diabas (158). Zwischen diesen beiden Gängen und westlich des zweiten steht sehr fester, wenig gestörter Biotitaugengneis (159) an. Nur die östlichen Grenzlagen des Biotitaugengneises gegen den östlichen Diabasgang sind stärker gestört, z. T. etwas zertrümmert, aber noch standfest. Bei 3450.5 m ist dem Biotitaugengneis weißer, auf den Klüften rostbraun anwitternder Aplitgneis (160) zwischengeschaltet. Von 3456.5 m an ist das Gestein oberflächlich etwas aufgelockert und im äußersten Teil des Stollens nicht ganz standfest (geringe Überlagerung!). Die stark eisüberschliffene Felsoberfläche wird bei 3472 m von gering mächtiger Würm-Grundmoräne (161) überlagert, die von erdigem Gehängeschutt mit einzelnen eckigen Blöcken (162) überdeckt wird.

Der Zugangsstollen

Das Mundloch dieses Stollens liegt unterhalb der Winkelstation, nördlich (auf der Außenseite) der Staumauer des Vermunt-Stausees. Von der Abzweigung des Seestollens bei 354 m verbleibt der Stollen bis 283.4 m im festen, harten Biotitaugengneis, der zwischen 326 und 328 m von zwei, z. T. feinkataklastisch zertrümmerten und w. Quetschzonen (163) durchsetzt wird. Bei 291.2 m zieht eine bis 15 cm starke, helle, quarzitisches Lage (164) durch, die teilweise ausgequetscht ist. Zwischen 283.4 und 266.9 m tritt ein Diabasgang (165) auf. Das feste, dichte, grau-grüne Gestein ist teilweise etwas grob zertrümmert, besonders bei 280 m (SO-Ulme, siehe Schraffen!). An der O-Grenze des Diabases ist dem Granitgneis eine ± 5 cm starke Lage von derbem weißen Quarz mit Kiesspuren (166) zwischengelagert. Von 266.9 m an wird wieder Biotitaugengneis durchörtert, der zunächst noch fest, von 252 m an aber nicht mehr ganz standfest ist. Bei 244.8 m verläßt der Stollen den anstehenden Fels und durchquert einen aus Feinsand-Grobsand-Grobkies mit kleinen bis großen eckigen Blöcken bestehenden Schuttkegel (167). Auch alle kleinen Stücke sind eckig, nur selten etwas kantengerundet (Einbau von 252 bis 194 m). Bei 210 m erreicht der Stollen wieder den anstehenden, harten Biotitaugengneis (148) und verbleibt in ihm bis nahe an das W-Portal. Bis 194 m ist das Gestein wegen zu geringer Überdeckung nicht ganz standfest. Zwischen 199 und 197 m kann es sich an der östlichen Ulme nur um eine offene, ± 1 m breite Spalte handeln, die sich nach der Tiefe rasch verengte. Diese Spalte, die im oberen Teil mit Moränenmaterial (gut gerollte Geschiebe bis ± 0.5 m Durchmesser) ausgefüllt war, weist ebenfalls auf die geringe Mächtigkeit der Felsüberdeckung in diesem Bereiche hin.

Zwischen 136 und 126.4 m ist das Gestein z. T. stärker geschiefert, sieht mehr einem Schiefergneis ähnlich, ist aber doch nicht vom übrigen Granitgneis abzutrennen. Bei 129.1 und bei 110.3 m tritt je eine bis 1 dm starke Lettenkluft auf. Bei 122.7 m findet sich eine mehrere cm starke, gelbliche Quarzitlage (168), die von einer dünnen Lettenkluft begleitet wird. Bei 118.5 m sind zwei dünne, mehrere cm starke, gelbliche Quarzitlagen zu beobachten. Weitere solche Lagen treten bei 61.1 m (± 5 cm stark), bei 50 m (bis 3 dm mächtig), bei 22.7 m (bis 5 cm stark, nicht // s) und bei

7·1 m (3—5 cm stark) auf. Bei 47·5 m steht nur an der südlichen Ulme bis 1 dm starker, gelblicher Quarzit an. Das Auftreten dieser quarzitischen Lagen, die meist konkordant den Biotitaugengneislagen zwischengeschaltet sind und teilweise in ihrem Liegenden oder Hangenden (bei 50 m auf beiden Seiten) von dünnen Schmierlassen begleitet werden, ist eigenartig. Bei 4·4 m wird der sehr feste Biotitaugengneis mit seinen meist zahlreichen Klüften von Gehängeschutt aus Biotitaugengneismaterial (169) überlagert. Die Felscherfläche ist hier deutlich eisüberschliffen.

Die Beschaffenheit des Zaverna-Stollens und die Lage der Gesteine

Die geologischen Verhältnisse des Druckstollens sind, soweit er im anstehenden Granitgneis verläuft und eine genügend große Überlagerung hat, als außerordentlich günstig zu bezeichnen, da es sich bei diesem Gestein um eines der festesten der Silvrettadecke handelt, das hier verhältnismäßig wenig tektonisch beansprucht worden ist. Die schlechten Gesteinsstrecken lassen sich vielfach nicht recht abgrenzen, da es sich nur teilweise um scharfe Grenzen, z. T. aber auch um allmähliche Übergänge handelt. Als erschwerend kommt noch hinzu, daß die Störungszonen vielfach unregelmäßig umgrenzte Gehilde sind und daß sie den Stollen häufig \pm schräg queren. Außerdem können auch stark gestörte Partien mitunter noch standfest sein. Ein annähernd richtiges Bild über den Anteil der schlechten Gesteinsstrecken vermitteln die Strecken mit Einbau, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß schmale schlechte Zonen vielfach ohne einen solchen geblieben sind. Die hier beschriebenen Stollenstrecken haben eine Länge von zusammen rund 3885 m. Die Strecken mit Einbau einschließlich Kopfschutz haben eine Gesamtlänge von etwa 232 m. Rechnet man davon die Schuttstrecken mit einer Länge von rund 52 m ab, so verbleiben 180 m Einbau auf einer Felsstrecke von 3833 m Länge. Da das Gehirge in den durchörterten Stollenstrecken nirgends druckhaft war und da das Gestein nur auf nicht ganz 5% der Gesamtlänge der Stollenstrecken im anstehenden Fels nicht standfest ist, können die Gesteinsverhältnisse dieser Strecken als sehr günstig bezeichnet werden.

Die Lage der Gesteine kann, soweit sie erkennbar ist, den Stollenaufnahmen entnommen werden. Mit Benützung des beiliegenden Lageplanes kann das Streichen der Gesteinsbänke aus dem Stollenprofil unmittelbar abgelesen werden, nachdem die Aufnahme der betreffenden Stollenstrecke parallel zu dem entsprechenden Abschnitt des Lageplanes orientiert worden ist. Das Fallen kann nur dann unmittelbar aus dem Stollenprofil abgemessen werden, wenn das Streichen senkrecht zur Stollenachse verläuft. Eine Ausnahme bildet die saigere Stellung der Gesteinsbänke, die unabhängig von der Streichrichtung aus dem Profil abgelesen werden kann. Bei allen Streichrichtungen \pm schräg zur Stollenachse und einem Fallwinkel $<90^\circ$ läßt sich das Fallen jeweils mittels einer einfachen Konstruktion ermitteln, während sich alle Gesteinslagen parallel zur Stollenachse in der hier verwendeten Darstellungsweise nicht eindeutig einzeichnen lassen.

Neben der Eintragung der Gesteinsbankung, der Gesteinsgrenzen und der Störungen wurde auch das Streichen und Fallen der Bankung (s-Flächen) und der B-Achsen, soweit es möglich war, etwa alle 20 m mittels des Kompasses eingemessen. Auf der beiliegenden Tafel wurden alle Messungen von s-Flächen mittels Fallzeichen an der Meßstelle zur Darstellung gebracht.

Dabei zeigt sich, daß das Streichen vielfach ganz spitzwinklig, mitunter \pm parallel zur Stollenachse verläuft, wobei das Einfallen meist \pm mittelsteil gegen NW erfolgt. Außerdem macht sich etwa zwischen Stollenmeter 500 und 1500 und östlich der Abzweigung des Seestollens ein besonders starkes Pendeln der Streichrichtungen bemerkbar, das auf die Faltung der Gesteine zurückzuführen ist. In gleicher Weise wurden auch die B-Achsen dargestellt.

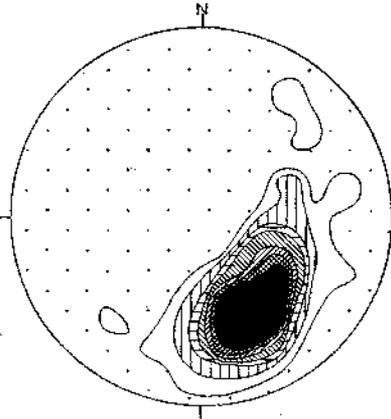


Abb. 1.

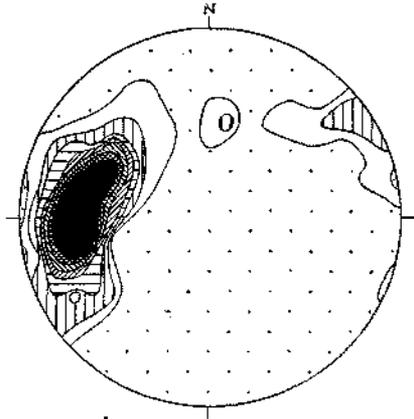


Abb. 2.

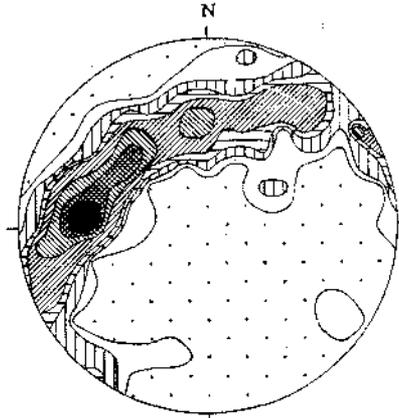


Abb. 3.

Alle eingemessenen Bankungs- und Schieferungsflächen (= s-Flächen) und Falten- und Streckachsen (= B-Achsen) wurden auch mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion dargestellt. Bei dieser werden die Darstellungen einer unteren Halbkugel, von innen gesehen, flächentreu auf die Azimutalebene projiziert. Diagramm — Fig. 1 — wurde durch einprozentige Auszählung der Normalen-Darstellung der Schieferungsflächen gewonnen und Diagramm — Fig. 2 — durch einprozentige Auszählung der Durchstichpunkte der B-Achsen.

Da bei der Eintragung der Lote, bzw. Durchstichpunkte in die Teil-Diagramme die Besetzung derselben ziemlich gleichmäßig erfolgte, genügt

für die Darstellung aller s-Flächen und B-Achsen des Stollens je ein Sammel-
diagramm.

Diagramm 1 stellt 215 Lote von s-Flächen dar mit folgender Besetzungsdichte: 0—0.5, 0.5—1, 1—2, 2—3, 3—5, 5—7, 7—9, über 9% (bis 27%). Das Streichen pendelt so stark, daß fast alle Streichrichtungen beobachtet werden können. Dagegen pendelt das Fallen nur zwischen 16 und 65° gegen N bis W. In dem Diagramm tritt ein sehr starkes Maximum ungemein deutlich hervor, das N 30—87° O corr. streicht und 27—57° NNW bis NW fällt. Am häufigsten sind also Streichrichtungen, die zwischen NNO-SSW und OW pendeln, wobei wieder die \pm ONO—WSW verlaufenden Streichrichtungen überwiegen.

Diagramm 2 stellt 120 Durchstichpunkte von B-Achsen mit folgender Besetzungsdichte dar: 0—1, 1—2, 2—3, 3—5, 5—7, 7—9, 9—11, über 11% (bis 21%). Auch bei den B-Achsen können fast alle Streichrichtungen festgestellt werden. Das Fallen schwankt zwischen 0 und 53° und erfolgt vorwiegend gegen W. Auch in diesem Diagramm tritt ein sehr ausgeprägtes Maximum hervor, das N 58—107° W corr. streicht und 19—46° W fällt. Die B-Achsen streichen also überwiegend \pm WNW—OSO bis WSW—ONO. An sieben Stellen konnten je zwei Systeme von B-Achsen deutlich wahrgenommen werden. Bei fünf dieser Stellen fallen die jüngeren B-Achsen \pm flach gegen O ein.

Nachdem alle eingemessenen s-Flächen mittels Fallzeichen dargestellt waren (siehe Profiltafel!), wurde von jeder s-Fläche mit der ihr unmittelbar benachbarten die Schnittgerade¹⁾ konstruiert. Die Besetzung der Durchstichpunkte der Schnittgeraden auf der Lagenkugel erfolgte derart gleichmäßig, daß für ihre Darstellung ein Sammeldiagramm genügt.

Diagramm 3 stellt 213 Durchstichpunkte von β -Schnittlinien mit folgender Besetzungsdichte dar: 0—0.5, 0.5—1, 1—2, 2—3, 3—5, 5—7, 7—9, über 9% (bis 12%). Dieses Diagramm stimmt mit Diagramm 2 sehr gut überein. Die β -Achsen-Häufungen fallen mit solchen der B-Achsen zusammen, somit ist erwiesen, daß sie einem gleichen Deformationsplan angehören.

Vergleich mit den geologischen Verhältnissen ober Tag

Eine Begehung der Stollentrasse ist nur auf einem kurzen Teil der Strecke möglich, da sie der NW-Wand der Zaverina-Spitze mit ihren steilen Plattenschüssen und tief eingeschnittenen Schluchten entlang führt. Deshalb sind hier meist nur die Fußpartien der Felswände begehbar. Als weitere Schwierigkeit kommt noch die große Ungenauigkeit des hier in Betracht kommenden Teiles der Originalaufnahmesektion 1:25.000 hinzu, die ganz unzulänglich ist und deshalb jede detailliertere Darstellung unmöglich macht. Die Stollenaufnahme wurde auch in einem sehr vereinfachten Profil im Maße 1:5000 dargestellt. Da in dem Lageplan gleichen Maßstabes die Schichtenlinien nur in der nächsten Umgehung der Stollenportale eingetragen sind, mußte das viel längere Zwischenstück mit Hilfe der Originalaufnahmesektion ergänzt werden, wobei sich die starke Vergrößerung ebenfalls ungünstig auswirkt. Während das Stollenprofil lückenlos ist, sind ober Tag mehrfach längere Strecken mit Gehänge- oder Moränenschutt verdeckt. Außerdem sind die geologischen Verhältnisse des Druck-

¹⁾ B. Sander: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I, Wien 1948.

stollens teilweise recht kompliziert, da stellenweise starke Faltungen, Verknetungen und Ausquetschungen auftreten. Ferner werden die Gesteine von einem dichten Netz von Bewegungsflächen durchsetzt. Aus allen hier angeführten Gründen ist es daher unmöglich, die Gesteinslagen des Stollens mit jenen der Oberfläche zu verbinden, um auf diese Weise ein geschlossenes Profil zu erhalten.

Im Gegensatz zu den Verhältnissen des Druckstollens ist die Lagerung der Gesteine an der Oberfläche eine viel ruhigere. Die Gesteinsbänke liegen größtenteils \pm parallel zur Gehängeoberfläche, wie dies auch sehr schön von der Höhenbahn aus auf der gegenüberliegenden Talseite (= W-Seite des Groß-Vermunttales) zu beobachten ist. Soweit die Aufschlüsse erkennen lassen, herrschen ober Tag die Biotitaugengneise bei weitem vor. Danchen treten noch feinkörnigere Granitgneise auf, u. zw. Biotitgranitgneise und zweiglimmerige Granitgneise. Muskowitgranitgneis wurde nur am Grat N unter der Zaver-na-Spitze, SW ober Punkt 1845 der Karte 1:25.000, wo der Grat so stark nach N abfällt, beobachtet.

Die Biotitaugengneise bauen östlich der Ill die Zaver-na-Spitze, Crisper-Spitze, Breiter Spitze, Ballun-Spitze und Vallüla auf, reichen wahrscheinlich aber nicht auf die O-Seite des Kleinvermunttales hinüber. Ihre N-Grenze verläuft von Parthenen über Außer Ganifer nördlich der Punkte 1894—1959 und 2016 zur Bell Alpe. Die gewölbeförmig gegen N untertauchenden Biotitaugengneise werden von meist gering mächtigen Schiefergneisen und sehr mächtigen Amphiboliten überlagert. Auf der W-Seite des Groß-Vermunttales bauen die meist dickgebankten Biotitaugengneise die Felsgehänge bis hoch hinauf auf. Die W-Grenze gegen die im Hangenden folgenden Schiefergneise und Amphibolite folgt ungefähr der Schrägaufzugstrasse von Parthenen nach Obertromenir entlang und von dort bis knapp unter den Gipfel des Breitfelder Berges. Die oberen Partien des Strillkopfes und die obersten Teile des Hochmaderer werden von Amphiboliten gebildet. Die Biotitaugengneise lassen sich südlich vom Hochmaderer ohne Überlagerung bis ins Garneratal hinab verfolgen und reichen auf der O-Seite dieses Tales mindestens bis westlich des Schafboden Berges nach N. Die Amphibolite reichen auf der W-Seite des Hochmaderer und des Strillkopfes viel weiter (nach W) hinab als auf der O-Seite. Diese schräge Lagerung im südlichen Teil des Garneratales läßt auf ein deutliches Untertauchen der Biotitaugengneise gegen W schließen. Wie weit sich diese Granitgneise gegen W und S erstrecken, ist derzeit noch nicht bekannt.

Während die Biotitaugengneise oberflächlich meist nur leicht gefaltet sind, nimmt die Intensität der Faltung nach der Tiefe stellenweise beträchtlich zu. Auch die schwache Faltung kann schon ein ziemlich starkes Pendeln von Streichen und Fallen zur Folge haben. In den tieferen Teilen der Granitgneismasse treten auch Zwischenlagen von Muskowitgranitgneisen und Aplitgneisen viel häufiger auf.

Die geologische Vorhersage für den Druckstollen hat sich als ziemlich richtig erwiesen. Die geologischen Verhältnisse waren recht günstig, aber nur teilweise einfach. Druckhafte Stellen wurden nicht angetroffen, wohl aber wurden verschiedene Zertrümmerungszonen aufgeföhren. Vor der Absenkung des Vermunt-Stausees wurde mit dem eventuellen Auftreten von mächtigerem jungen Moränenschutt beim Portal des Seestollens gerechnet, da solcher auf der O-Seite dieses Stausees weit verbreitet

ist. Tatsächlich wurden nur ein paar Meter Gehängeschutt durchörtert, an dessen Liegendgrenze eine ganz gering mächtige Würm-Grundmoräne angetroffen wurde.

Die Wasserverhältnisse

Beim Vortrieb des Richtstollens erfolgte zwischen Stollenmeter 927 und 933 ein Wassereintrich mit 40—50 *l/sek.* Das Wasser ist dann allmählich bis auf etwa 1 *l/sek.* zurückgegangen. Ein weiterer Wassereintrich mit anfangs 8—10 *l/sek.* erfolgte bei zirka 1445 *m* aus einer Rutschelzone (103). Die Wassermenge hat sich langsam bis auf etwa 2 *l/sek.* vermindert. Von der Bauleitung wurden im Druckstollen nach Fertigstellung des Vollausbruches 20 Quellen, bzw. besonders starke Tropfstellen beobachtet. Von diesen wurden 10 Quellen gemessen. Die stärkste lieferte 2·6 *l/sek.* und die schwächste 0·25 *l/sek.* Die Schüttung aller 10 Quellen ergab 9·45 *l/sek.*

Die geologische Aufnahme der oben angeführten Stollenstrecken erfolgte in der Zeit vom Juni 1948 bis April 1949, wobei die einzelnen Strecken jeweils erst knapp vor der Betonierung aufgenommen werden konnten. Wie in den meisten Stollen im Bereiche der Silvrettadecke wurde auch in den hier beschriebenen Stollen ein ständiger Wechsel zwischen trockenen und sehr nassen Strecken mit allen möglichen Übergängen, wie feucht, schwach tropfend usw. festgestellt. Die ganz trockenen Strecken erreichen nur eine Länge von 30 *m*, die feuchten eine solche von 336 *m*. Die Länge der trockenen bis feuchten Strecken mit stellenweisen schwachen Tropfstellen betrug 2701 *m*. Dazu kommen noch verschiedene längere schwache Tropfstellen mit zusammen 264 *m* Länge. Eine 20 *m* lange Strecke hatte schwache bis mittelstarke Tropfstellen. Die mittelstarken Tropfstellen erreichten eine Länge von 177·5 *m*, die starken eine solche von 61 *m* und die sehr starken 27·5 *m*. Auf einer 62 *m* langen Strecke wurde stellenweise mittelstarkes bis starkes Tropfen beobachtet und auf einer Strecke von 43 *m* Länge ebensolches Tropfen mit einzelnen schwachen Quellen (bei 2202·8 *m* an der SO-Ulme, bei 2207 *m* an der NW-Ulme, bei 2212 *m* am First, bei 2223 *m* an der NW-Ulme 1—2 *l/sek.*, bei 2225·5 *m* an der NW-Ulme, bei 2229 *m* an der NW-Ulme 1—2 *l/sek.*, bei 2241·5 *m* an der SO-Ulme und bei 2244 *m* an der NW-Ulme). Außerdem ist noch eine größtenteils stark tropfende bis rinnende Strecke mit 47 *m* Länge, eine stark rinnende mit 5 *m* Länge und eine sehr stark rinnende mit 2 *m* Länge und eine ganz schwache Quelle bei 1023 *m* (an der NW-Ulme) zu erwähnen. Die hier gemachten Angaben haben aber nur für die oben angeführte Zeit Gültigkeit, da sich die Wasserverhältnisse im Stollen vielfach innerhalb kurzer Zeit stark ändern können. So konnten z. B. von den von der Bauleitung beobachteten Quellen und starken Tropfstellen nur mehr zwei an derselben Stelle angetroffen werden. Die Quellen, Tropf- und Sickerwässer sind teilweise von der Jahreszeit und den Witterungsverhältnissen stark abhängig. Besonders lästig für den Stollenbau ist die nicht selten beobachtete Tatsache, daß das an der Stollenbrust auftretende Wasser beim Vortrieb oft auf einer \pm langen Strecke mitwandert.

Die beigegebenen, von der Materialprüfungsanstalt der Vorarlberger Illwerke in Parthenen zusammengestellten Tabellen vermitteln einen Einblick in den Chemismus der Stollenwässer, soweit dies für die Zwecke der Bauleitung erforderlich war.

Übersicht über die Ergebnisse der chem. Untersuchung der im Druckstollen

Tag der Probeentnahme	Stollen-kilometer	Härte in deutschen Graden			Sulfat-Ion SO ₄
		Karbonat	Mineral	Gesamt	
28. 11. 1947.....	3.167.18	1.0	0.1	1.1	Spur vorhanden
12. 12. 1947.....	3.167.18	0.8	0.0	1.4	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	3.167.18	0.8	0.3	1.1	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	3.167.18	1.1	1.4	2.5	zirka 21 mg SO ₄ /l
22. 10. 1948.....	3.107.18	0.6	0.2	0.8	Spur vorhanden
28. 11. 1947.....	2.636.00	0.8	0.3	1.1	wenig vorhanden
12. 12. 1947.....	2.636.00	1.0	0.4	1.4	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	2.630.00	1.1	0.3	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	2.636.00	1.1	0.3	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 9. 1947.....	2.535.00	0.6	—	—	nicht vorhanden
8. 11. 1947.....	2.535.00	0.6	0.0	0.6	nicht vorhanden
28. 11. 1947.....	2.535.00	0.7	0.1	0.8	Spur vorhanden
12. 12. 1947.....	2.535.00	0.8	0.6	1.4	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	2.535.00	1.1	0.3	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	2.535.00	0.5	0.3	0.8	15 mg SO ₄ /l
10. 9. 1947.....	2.224.00	0.6	—	—	nicht vorhanden
8. 11. 1947.....	2.224.00	0.8	0.0	0.8	nicht vorhanden
28. 11. 1947.....	2.224.00	0.8	0.6	1.4	vorhanden
12. 12. 1947.....	2.224.00	1.1	0.6	1.7	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	2.224.00	0.8	0.6	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	2.224.00	0.6	0.2	0.8	15 mg SO ₄ /l
10. 9. 1947.....	2.176.00	0.6	—	—	nicht vorhanden
8. 11. 1947.....	2.176.00	0.6	0.2	0.8	Spur vorhanden
28. 11. 1947.....	2.176.00	1.1	0.3	1.4	Spur vorhanden
12. 12. 1947.....	2.176.00	0.7	0.7	1.4	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	2.176.00	0.7	0.4	1.1	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	2.176.00	0.6	0.2	0.8	15 mg SO ₄ /l
22. 10. 1948.....	2.176.00	0.6	0.2	0.8	Spur vorhanden
28. 11. 1947.....	Zugangsst. 0.140.00 O-U	1.4	0.6	2.0	vorhanden
12. 12. 1947.....	0.140.00	1.4	0.6	2.0	wenig vorhanden
2. 3. 1948.....	0.140.00	1.2	0.2	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	0.140.00	1.1	0.3	1.4	15 mg SO ₄ /l
10. 9. 1947.....	2.146.00	—	—	—	—
8. 11. 1947.....	2.146.00	1.4	0.3	1.7	wenig vorhanden
12. 12. 1947.....	2.146.00	1.3	0.4	1.7	8.2 mg SO ₄ /l
2. 3. 1948.....	2.146.00	1.4	0.8	2.2	15 mg SO ₄ /l
10. 6. 1948.....	2.146.00	1.0	0.4	1.4	15 mg SO ₄ /l
22. 10. 1948.....	2.146.00	1.1	0.3	1.4	Spur vorhanden
28. 11. 1947.....	2.358.00	1.3	0.1	1.4	Spur vorhanden

Vallila-Vermut in den Jahren 1947—1949 entnommenen Wasserproben

Nitrit-Ion NO ₂	Nitrat-Ion NO ₃	Chlor-Ion Cl	Freie Kohlensäure CO ₂
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
—	—	—	2·2 mg/l
nicht vorhanden	Spur vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
—	—	—	2·2 mg/l
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
—	—	—	2·2 mg/l
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden

Tag der Probeentnahme	Stollenkilometer	Härte in deutschen Graden			Sulfat-Ion SO ₄
		Karbonat	Mineral	Gesamt	
12. 12. 1947.....	2.358.00	1.4	0.6	2.0	Spur vorhanden
2. 3. 1948.....	2.358.00	1.4	0.3	1.7	15 mg SO ₃ /l
10. 6. 1948.....	2.358.00	1.1	1.4	2.5	zirka 21 mg SO ₃ /l
22. 10. 1948.....	2.358.00	1.1	0.3	1.4	Spur vorhanden
8. 11. 1947.....	2.661.00	2.0	0.8	2.8	wenig vorhanden
12. 12. 1947.....	2.661.00	1.7	1.1	2.8	18.2 mg SO ₃ /l
2. 3. 1948.....	2.661.00	2.0	0.5	2.5	15 mg SO ₃ /l
10. 6. 1948.....	2.661.00	1.7	1.4	3.1	zirka 21 mg SO ₃ /l
22. 10. 1948.....	2.661.00	1.7	1.1	2.8	wenig vorhanden
8. 11. 1947.....	2.829.00	2.2	1.2	3.4	wenig vorhanden
12. 12. 1947.....	2.829.00	2.2	0.9	3.1	15.1 mg SO ₃ /l
2. 3. 1948.....	2.829.00	2.2	0.3	2.5	15 mg SO ₃ /l
10. 6. 1948.....	2.829.00	2.2	0.9	3.1	15 mg SO ₃ /l
22. 10. 1948.....	2.829.00	1.7	1.1	2.8	wenig vorhanden

Tag der Probeentnahme	Stollenkilometer	Härte in deutschen Graden			Sulfat-Ion SO ₄
		Karbonat	Mineral	Gesamt	
22. 2. 1949.....	1.589.71 SW-U	—	—	—	—
22. 2. 1949.....	1.579.71 NO-U	2.0	0.5	2.5	—
7. 3. 1949.....	1.589.71 SW-U	2.2	0.3	2.5	Spur vorhanden
7. 3. 1949.....	1.579.71 NO-U	2.4	0.1	2.5	Spur vorhanden
22. 2. 1949.....	1.534.71 SW-U	1.1	0.3	1.4	—
22. 2. 1949.....	1.449.71 First	1.5	0.5	2.0	—
22. 2. 1949.....	1.444.71 NO-U	1.3	0.4	1.7	—
9. 3. 1949.....	1.231.21	3.8	0.1	3.9	wenig vorhanden
9. 3. 1949.....	1.412.21	1.8	0.2	2.0	wenig vorhanden
9. 3. 1949.....	1.418.31	1.5	1.0	2.5	wenig vorhanden

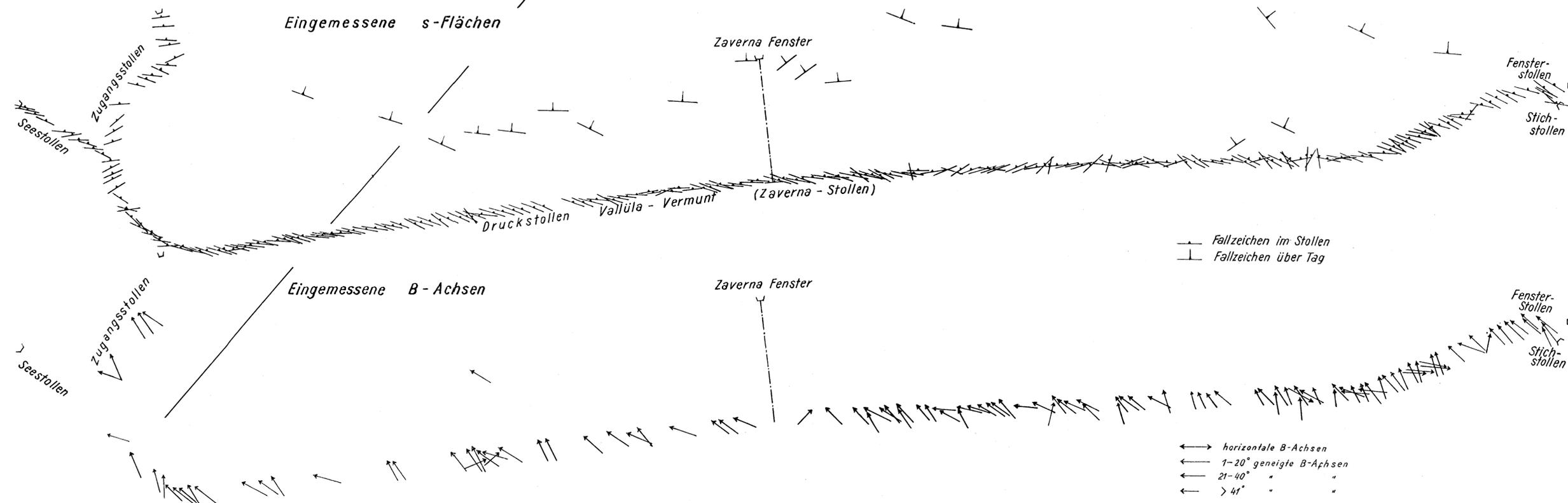
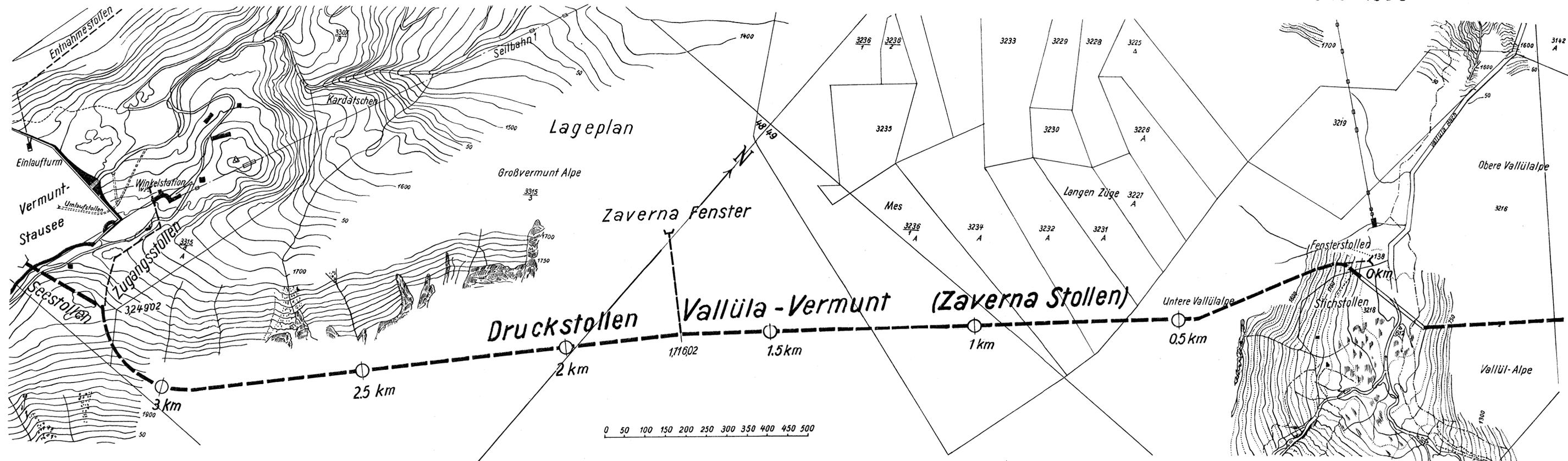
Nitrit-Ion NO ₂	Nitrat-Ion NO ₃	Chlor-Ion Cl	Freie Kohlensäure CO ₂
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden
nicht vorhanden	Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden

Nitrit-Ion NO ₂	Nitrat-Ion NO ₃	Chlor-Ion Cl	Bemerkungen
Spur vorhanden	Spur vorhanden	wenig vorhanden	Alkalität 19.3
—	Spur vorhanden	wenig vorhanden	
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	Wiederholung, da Proben vom 22. 2. 1949 verunreinigt
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	
nicht vorhanden	Spur vorhanden	Spur vorhanden	
nicht vorhanden	Spur vorhanden	wenig vorhanden	
nicht vorhanden	Spur vorhanden	wenig vorhanden	
nicht vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	
Spur vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	
vorhanden	nicht vorhanden	nicht vorhanden	

Alle untersuchten Stollenwässer sind als sehr weich zu bezeichnen. Diese weichen Wässer mit ihrer ganz geringen Karbonathärte besitzen \pm beton- und metallangreifende Eigenschaften, zumal es sich um fließende Wässer handelt. Trotz des geringen Sulfatgehaltes bilden sich an der Betonauskleidung im Bereiche nasser Stellen vielfach schon in kurzer Zeit Ausblühungen und Sinterbildungen.

Druckstollen Vallüla - Vermunt

bearbeitet von O.Reithofer 1948-1950





Legende:

- Quarzite u. derber Quarz
- Biolithgranitfels
- Biolithaugengneis
- Gehängeschutt, Schuttkegel
- tektonisch stark beanspruchte Gesteinspartien
- dünne Quarzlagen, schmale Quarzadern
- dünne Biolithgranitfelslagen
- Diabas
- Gesteinsgrenzen, einzelne Gesteinslagen, Bankung der Gesteine
- Trapsfalten, Schwache Quellen, stürzende Quellen
- Muskwilgranitfels, Aplit u. Pegmatit
- Muskwilgranitgrenz oder Aplitgneislagen, vorherrschend mit Biolithgranitgneislagen, wechselagernd
- Wurm-Grundmoräne
- Bewegungsflächen
- scharfe, mit Übergang, Grenzen einer bestimmten Gesteinschichtart
- Biolithgranitfels (vorherrschend) mit Muskwilgranit, oder Aplitgneislagen, wechselagernd
- Moränenschutt der Schlussvereisung
- Hornische und Bewegungsflächen parallel zu den Ulmen oder zum First
- f.s. - parallel zur Bankung oder Schieferung
- g. - granitisch
- H. - Hornisch
- L. - Leitkluft, Leitbänder, Schmierlinsen
- m. - mylonitisch
- w. - weich

Druckstollen Vallula-Vermunt

Geologische Detailprofile

bearbeitet von Dr. O. Reithofer 1948-1950

Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten

Von Peter Beck-Mannagetta

(Mit 2 Tafeln XVII und XVIII und 3 Abbildungen)

Inhalt

	Seite
Einleitung	127
Die Wolfsberger Serie	128
Die Wolfsberger Antiklinale	130
Die Wolfsberger Tektonik	133
Der kataklastische O—W-B-Achsenplan	141
Die Plattengneistektonik	146
Der kristalloblastische O—W-B-Achsenplan	152
Zusammenfassung	153

Einleitung

Es gelang mit Hilfe makroskopischer Messungen von linearem Gefüge auf den S-Flächen und den Beziehungen von dieser Lineartextur und den S-Flächen im Koralpenkristallin sowie deren regionalen Verbreitung auf große Bereiche, eine Einteilung in verschiedene Baupläne zu treffen. Die Regelung der Minerale als Lineargefüge auf den S-Flächen wurde hiebei von vorneherein als B-Achse angesehen. Durch den Nachweis der ausgedehnten räumlichen Verbreitung der verschiedenen abgeleiteten B-Achsenpläne wird die Möglichkeit des Auftretens einer lokalen Knitterung, die irrtümlicherweise einem regionalen Bauplan zugeordnet werden kann, zurückgedrängt. Die Betrachtung der räumlichen Lage der vier B-Achsenpläne, dort, wo sie durch jüngere Bewegungen am wenigstens gestört sind, gibt für den jeweiligen Bauplan eine allgemein horizontale, oder nur schwach geneigte Lage der ihm zugeordneten B-Achsen. Ein größeres Gebiet steilstehender B-Achsen, die Andeutungen einer beginnenden Schlingentektonik zeigen würden, fehlt gänzlich. Diese Beobachtungstatsache ermöglicht dem Winkel ξ (Sander 43) in bezug auf die Altersdeutung eine größere Entscheidungskraft als sonst zuzuschreiben, in der Weise, daß der größere Winkel ξ einem älteren Bauplan zuzuordnen sei, falls zwei B-Achsen als Lineartextur auf einer S-Fläche zu beobachten sind.

Die Wolfsberger Serie

Den Begriff der Wolfsberger Serie als besondere Einheit im Korallenkristallin schuf Kieslinger (29, IX), indem er sie als eine marmorreiche, stark diaphthoritische Zone aus Granatglimmerschiefer kennzeichnete, die petrographisch und tektonisch ähnlich den Stubalpengesteinen fensterartig unter dem anderen Korallenkristallin auftaucht. Damit schloß Kieslinger und ihm folgend Friedrich (19) die Wolfsberger Serie der Diaphthoritzzone an, die die gesamte Koralle umrahmt. Durch die Wiederentdeckung von Granitgneisen innerhalb der Wolfsberger Serie und die genauere Kartierung dieses Gebietes durch Beck (13) ist eine Neufassung des Begriffes „Wolfsberger Serie“ notwendig geworden, die den natürlichen Gegebenheiten besser entspricht.

Unter der Wolfsberger Serie ist nun eine Serie von Granitgneisen u. ä. und Granatglimmerschiefern mit Amphiboliten zu verstehen, die nicht in die venitische Metamorphose (12) des Korallenkristallins einbezogen ist und als Fenster unterhalb der Korallengesteine mit venitischer Metamorphose antiklinal auftauchen, wie aus den Profilen Tafel XVIII, Fig. 6—8, zu entnehmen ist. Die geologische Position hat als erster bereits Lipold (32) im Profil dargestellt. Außerdem ist die Wolfsberger Serie durch eine eigene Tektonik ausgezeichnet, die im folgenden näher behandelt worden wird. Im Gegensatz zu Kieslinger soll auf das Fehlen der Marmor dort innerhalb dieser Serie hingewiesen werden, wo die geringsten Störungen auftreten, so daß die Einschaltung kleiner Marmorlinsen tatsächlich auf einer tektonischen Einschaltung beruhen. Entsprechend der Wirkung der venitischen Metamorphose im Hangenden ist die Abgrenzung der Wolfsberger Serie vom anderen Korallenkristallin unscharf. Bald ist das Aufblühen pegmatoider Lagen noch im Liegenden der Marmorserie zu beobachten, bald greifen die Granatglimmerschiefer Wolfsberger Fazies in diese ein, wie man dies am besten westlich der Waldrast gegen Rieding¹⁾ zu beobachten kann.

Nach dieser engeren Begriffsfassung der Wolfsberger Serie als petrographische Einheit kann man zu einer weiteren Seriengliederung der Umrahmung fortschreiten (Tafel XVII, Karte und Fig. 1, sowie Tafel XVIII, Profilskizze). Allseits ist diese Serie von einer mächtigen Marmorserie umschlossen, die einheitlich die Serie im Hangenden umhüllt. Das weitere Hangende ist auf Grund älterer tektonischer Vorgänge nicht gleichmäßig gestaltet. Im N bilden venitische Gneisglimmerschiefer mit Eklogit-amphiboliten (d. i. die Eklogitserie Haberfeldners 22), die der umrahmenden Marmorserie fehlen, das Dach. Im O und SO tritt durch die Plattengneistektonik, die dem Nordrand fehlt, eine Vervielfachung der Marmorserie (und der Eklogitserie) ein (Tafel XVII, Fig. 1, und Tafel XVIII, Fig. 6), bis diese von dem eigentlichen Plattengneis begrenzt wird, dem nach der jetzt erst im Hangenden erscheinenden Eklogitserie, ganz im O wieder Staurolith-Granatglimmerschiefer der Gradener Serie Heritschs (25) folgen, wie aus dem Querprofil Fig. 7 zu entnehmen ist. Direkt gegen S sind die gleichen Erscheinungen zu verfolgen, jedoch stärker gestört und auf die Granatglimmerschiefer des Jankeökg. (Kieslinger 29, I) folgt noch das Paläozoi-

¹⁾ Die Ortsangaben folgen der revidierten Neuauflage des Blattes Wolfsberg 188, 1:50.000, 1947, des Amtes für Landesaufnahme; in den Profilen der alten 1:25.000, Sektion 5254/3 usw.

kum des Drautaales (Tafel XVIII, Fig. 8). Gegen W schließt das Tertiär des unteren Lavanttales an die Marmorserie an.

Von den Gesteinen sollen nur zwei wichtige Typen kurz hervorgehoben werden, über die bisher keine Untersuchung durch Kieslinger oder Closs (15) erfolgte, da sie nicht im engeren Arbeitsbereich derselben auftraten. Außerdem wird eine petrographische Arbeit über die Koralmengesteine folgen. Für die stets entgegenkommende Hilfe bei den Untersuchungen danke ich Herrn Professor Dr. Leo Waldmann ganz besonders.

Die Granitgneise sind fein bis grobkörnig, tektonisch etwas hergenommen und meist als Augengneise zu bezeichnen. Selten gehen sie ohne scharfe Grenze in pegmatoide Lagen oder Aplite über, wobei letztere auch selbständig im Nohengestein auftreten (1 km südlich Mausoleum, Wolfsberg, Tafel XVIII, Fig. 3). Durch den tektonischen Charakter des Auftretens bedingt, sind randliche Vergneisungen nur selten aufzufinden (westlich Sani, eigentlich Schalle). Einzelne solche („Para“) Gneislinsen sind im Granatglimmerschiefer südlich und nördlich des Höllergrabens als kleine Linsen eingewalzt.

In den Augengneisen treten große Mikrokline mit breiten unregelmäßigen Perthitspindeln auf. Manchmal sind sie nach dem Karlsruher Gesetz verzwillingt, stets zeigen sie eine deutliche Mikroklingitterung. Die Plagioklase sind auffallend sauer und zeigen in allen Granitgneistypen den gleichen An-Gehalt von 6 bis 10%. Sie sind daher noch als Albite zu bezeichnen, wie dies bereits von Rosthorn und Canaval (42, S. 172) gesehen ist. Sie bilden kleinere Körner und sind häufig nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt. Quarz, vielfach undulös, tritt in gleicher Menge wie der Feldspat auf. Myrmekite sind häufig. Die Biotite haben deutliche pleochroitische Höfe um Zirkon. Turmalin ist ein so häufiger Gemengteil als Schörl, daß man in vielen Fällen von Turmalingneisen sprechen kann. Apatit ist selten in kleinen Körnern zu entdecken. Granat und Muskowit fehlen nicht.

Die anschließenden „Para“gneise haben keinen Mikroklin, viel Biotit und Granat, Oligoklas bis 23% An mit lebhafter Zwillingbildung nach dem Albitgesetz. Bräunlich grüne Turmaline scheinen nicht selten zu sein. In einem Schliff durch einen Aplit kann man häufig Titanitkörner finden.

Völlig selbständig tritt beim „a“ von Rasinggraben eine Schuppe von Granitgneis auf. Mikroklin ist nur sporadisch vorhanden. Feinlamellierte Plagioklase mit 10—12% An überwiegen die Anzahl der Quarzkörner. Biotit fehlt; Muskowit in Scheiterform und Quarz verdrängen zahlreiche kleine Granatkörner. Dieses Gestein leitet mehr zu den Granodioritgneisen über.

Am Rande der Granitgneise gegen den Granatglimmerschiefer sind mehrmals Umwandlungen zu Serizitschiefern (Margarodit, Leukophyllit?), aber auch zu Quarziten zu beobachten. Eine solche Verquarzungszone begleitet den Wolfsberger Granitgneis im Hangenden vom Höllergraben bis östlich Öttl.

Eine andere Gruppe von Gesteinen kann man als Granatgneise bezeichnen. Sie treten vor allem zwischen dem Rasinggraben und dem Pressinggraben oberhalb Scherbartl auf, aber fehlen auch sonst vor allem als Begleiter der Marmor nicht. Z. B. in den Falten N Waldrast, in der Gipfelserie N des Speik-sattels, nordwestlich des Koralmhauses und am W-Rand der Koralmpe. Sie

werden begleitet von Biotitgneisen und gehen gelegentlich in Kalkgneise über. In dem oben umschriebenen Raum bilden sie jedoch das vorherrschende Gestein, während sie sonst (auch ihre Begleiter) innerhalb der Marmorserie kaum wenige Meter mächtig werden. Diese Granatgneise zeigen alle Übergänge zu den Wolfsberger Granatglimmerschiefern durch Abnahme des Plagioklasgehaltes. Texturell behalten sie entweder das Glimmerschiefergefüge bei oder werden massig ohne eine bevorzugte Richtung, wie das besonders O Waldbauer (J. H., NO Schwarzkogel) der Fall ist. Große, einschlußreiche Granatporphyroblasten sind für die Gneise charakteristisch. Mikroklin fehlt immer. Die Plagioklase sind in ihrer Zusammensetzung schwankend. Fleckiger Zonarbau läßt sie undulös erscheinen; der An-Gehalt schwankt von 14—23 %; in demselben Schriff erscheinen bald normal, bald inverszonar gebaute Plagioklase, die einen Unterschied des An-Gehaltes bis höchstens 8% aufweisen. Der vorherrschende Glimmer ist Biotit mit großen pleochroitischen Höfen um Zirkon. Apatit ist häufig. Durch einen Gehalt von blaugrüner, gemeiner Hornblende bahnen sich Übergänge zu Granatamphiboliten an, wie in den Steilhängen südlich des Schwarzkogels deutlich zu verfolgen ist. Diesem eigenartigen Vergneisungsprozeß scheinen an einigen Stellen auch Marmore einbezogen worden sein, wie der Fund eines Blockes von Kalkgneis (dieselbe Mineralgesellschaft mit Kalzit) im N-Gehänge beweist. Die Stellung zur venitischen Metamorphose ist noch unklar. Die typischen pegmatoiden Lagen im Gneisglimmerschiefer fehlen in diesem Gebiet ganz auffallend. Nur der Gipfelraum des Eiblerkogels zeigt wieder diese bekannten Erscheinungen. Bei K. 1391 *m* treten ebenflächige Biotit-Gneisquarzite auf, die im Gefüge und Mineralbestand sehr an die Rappolt-Glimmerschiefer Heritschs (26) erinnern. Die dünnen Marmorbänder des südlichen Pressinggrabengebietes sind in die Granatgneise eingebettet und gemeinsam gefaltet worden, wie aus zahlreichen Aufschlüssen zu entnehmen ist. Granatglimmerschiefer fehlen diesem Gebiete nicht.

Die Wolfsberger Antiklinale

Erfolgt die Auflösung der Mechanik auch durch die Beziehungen der B-Achsen zueinander und der sich daraus ergebenden zeitlichen Deutung, so kann das Flächengefüge, auf dem die B-Achsen als lineare Texturen liegen, nicht unberücksichtigt bleiben. Ausschlaggebend für die Deutung sind die von Sander (43) entwickelten Ableitungsmethoden der Beziehungen der Gefügeelemente.

Wie aus der geologischen Karte zu entnehmen ist, sind die Streichrichtungen in vielen Fällen konform den B-Achsen angeordnet (Tafel XVII, Fig. 1 und Karte), so daß manche tektonische Erscheinung nicht nur durch die Richtung der B-Achse, sondern auch durch das Streichen allein gekennzeichnet wäre. Die Übereinstimmung mit der Lage der B-Achse gibt jedoch erst die schlüssige Beweiskraft für die tektonische Zuordnung eines zufälligen Streichens.

Das Wolfsberger Fenster zeigt sowohl die verschiedensten B-Achsenrichtungen als auch das mannigfaltigste S-Flächenstreichen; dennoch ist eine gewisse großzügige Einordnung in zwei Teilbereiche gegeben: Im N liegt eine meistteil nordfallende Schiefergruppe, der im S eine vor allem S—SO-fallende gegenübersteht. Die zwischen den beiden Gruppen liegenden

Gesteinszüge beinhalten die Wolfsberger Serie und ihre Umrahmung. Dieser antiklinale Großbau, der bereits von Closs (15) und später von Beck (7) dargestellt wurde, öffnet sich zusehends gegen W und sein Ostende ist weit im O auf dem noch nicht aufgenommenen Teil des Blattes Deutschlandberg zu suchen. Aus dieser Großfalte allein ergibt sich schon die Notwendigkeit, im W die liegendsten Gesteine und gegen O stets höhere Serienglieder anzutreffen, wie es das Profil (Tafel XVIII, Fig. 7) darstellt. Diese Großfalte wird im W jäh von der Lavantaler Störung NNW—SSO abgeschnitten. In der Achse der Falte verläuft eine O—W-Störung parallel zu ihr, an der die liegenden Gesteine aufgequetscht werden. Entlang dieser „Axialstörung“ (Tafel XVIII, Fig. 6 und 7) taucht im Rasinggraben der Granitgneis auf und im oberen Pressinggraben zieht die Wolfsberger Serie noch ins NO-Gebänge hinein (Tafel XVII, Karte und Fig. 1), bevor sie endgültig unter der Marmorserie verschwindet. Während der Nordschenkel ziemlich gleichmäßig verläuft, deutet sich auf der Südseite durch umlaufendes Streichen eine gegen NW aushebende Synklinale im S an, die von der ONO streichenden Marmorserie von Reideben—Waldrast—Siebenbrunn im N begrenzt wird. Das ist das Westende der Synklinale, die im O schon frühzeitig von Heritsch (24) und später von Closs (15) erkannt wurde. Morphologisch zeichnet sich dieser Bau parallel dem Streichen als breite Nase des Gipfelgebietes gegen NW ab. Das weitere Verlaufen des Streichens wird im Zusammenhang mit den B-Achsenrichtungen gebracht werden.

Das B-Achsengefüge

Die Auflösung der Mechanik ist nach Sander (43) durch Abwickeln der B-Achsen möglich; d. h. durch das Herausnehmen der jüngeren nach der jeweils älteren B-Achse. Zu diesem Zweck ist es nötig, das relative Alter aus den Beziehungen der B-Achsen zueinander und zum Flächengefüge zu erkennen und zu deuten.

Als Ausgangspunkt für die Deutung der Tektonik in diesem Raume kann man am besten die oben geschilderte Großfalte nehmen. Sie stellt ein wohlumgrenztes, tektonisches Gebilde dar, auf das eindeutig Bezug genommen werden kann. Diese Antiklinale erfordert eine parallele B-Achse, die eben O—W streicht und \pm flach gegen O einfällt. B-Achsen, die diesen Forderungen entsprechen, sind nur wenige gemessen worden. Daher ist diese Falte durch Biegegleitung entstanden und nicht durch Durchbewegung nach einem O—W-B-Achsenplan, wie letzteres bei dem hiezu parallel verlaufenden Freiländer Fenster im N von Beck (8) nachgewiesen werden konnte. Aus diesem Grunde ist in bezug auf die Großfalte die Aussicht am größten, ältere und jüngere B-Achsen unterscheiden zu können. Zu Beginn der Analyse sind demnach die B-Achsen in zwei Gruppen zu zerlegen:

1. Diejenigen, die den obigen Forderungen entsprechen.
2. B-Achsen, die nicht den Forderungen entsprechen.

Betrachtet man die erstere Gruppe so erkennt man wieder zweierlei wesentliche Erscheinungsmerkmale: Ein Teil zeigt ein kristalloblastisches Glimmergefüge, nach dem die B-Achsen gemessen wurden. Ein anderer Teil tritt an typischen Quetschzonen auf und ist erkennbar in der Regelung der kataklastischen bis diaphthoritischen Minerale. Beide eingemessenen Lineartexturen schließen mit den s-Flächen einen kleinen Winkel ξ

(Sander) ein. Im Bereich der Antiklinale ist das relative Alter nicht zu entscheiden, da beide B-Achsen nicht miteinander in Beziehung stehen, jedoch ist es stets das Wahrscheinlichere, daß das kristalloblastische Glimmergefüge der B-Achsen das ältere System darstellt.

Die zweite Gruppe ist wieder in der Weise untergliederbar, daß ein Teil der obengestellten Forderung erfüllt wird oder nicht:

I. O—W streichend, aber westfallende B-Achsen.

II. Ostfallend, aber nicht O—W streichende B-Achsen.

III. Weder O—W streichende, noch ostfallende B-Achsen.

Die Gruppe I war am schwierigsten in ihrer Bedeutung zu erkennen, da sie dem Charakter der Großfalte als gegen O geneigte Antiklinale direkt widerspricht, aber im W sehr verbreitet ist. Die Ursache des scheinbaren Widerspruches wurde in der Deutung gefunden, daß es sich um eine junge Knickung der O—W-B-Achsen handelt, die sekundär die gesamte Wolfsberger Serie mit dem Rahmen gegen W niederwölhte. Dieser Knick streicht als breiter Streifen von NO kommend (Tafel XVII, Fig. 1 und Karte) zwischen Schwarzkogel und Eiblerkogel als Linie weiter über die Waldrast—Glein—Herke gegen SSW und wird W Hardneidstein von der aus NNW kommenden Lavantaler Störung abgeschnitten. Im Kristallin ist die Abbeugung gegen W weiter gegen SSO entlang der Störung zu verfolgen, was Schwiner (45, Profil VI, S. 128) erkannte. Analog zu dieser Abbiegung verläuft die Einmündung des südlichen Lavantaler Tertiärs, die in gleicher Weise von der jüngeren Lavantaler Störung in spitzem Winkel abgeschnitten wird. Da in diesem tektonischen Vorgang nach Beck (13 a) noch unterpliozäne Schichten einbezogen wurden, ist damit das Alter der Einmündung sowie der Knickung als jungpliozän, bzw. postpliozän (?) festgelegt worden. Die oben angeführte Form des NW-Eckes des Korralpen-Gipfelblockes ist auf die besagte Knickung zurückzuführen, was weiterhin mit der Kippung des Korralpenblockes nach Winkler (49) zusammenfällt. Somit konnte eine morphologisch bedeutsame Tatsache durch stratigraphische Erforschung gemeinsam mit tektonischer Gefügeanalyse in Zeit und Raum fixiert werden.

Die Gruppe II ist eigentlich ein innerer Widerspruch, denn nicht O—W streichende B-Achsen können natürlich nicht gegen O fallen.

Die Gruppe III wird eingehendst auf ihre Beziehungen zu den bisher bekannten heiden O—W streichenden B-Achsen zu prüfen sein. Auch hier ließen sich zwei Gruppen unterscheiden, indem die eine Gruppe A direkt auf den Bau der Großfalte zu beziehen ist, während die Gruppe B andere Momente aufweist. Zu der oben genannten Knickung stehen beide in keiner direkten Beziehung, jedoch tritt A nur östlich der Knickung auf, während B O und W der Knickung nachweisbar ist. Vorweggenommen sei, daß die Gruppe A die Plattengneistektonik Beck's (8) darstellt, während B insgesamt als die Wolfsberger Tektonik bezeichnet wird. Beide tektonischen Baupläne weisen im typischen Extrem horizontale N—S-B-Achsen auf. Demnach hat man und wird man in diesem Raume als Minimum vier B-Achsenpläne nach Beck (11) unterscheiden: Zwei Pläne (Gruppe 1) mit \pm O—W streichenden B-Achsen, wobei ein kristalloblastisches Glimmergefüge von einem kataklastischen bis diaphthoritischen Bauplan getrennt werden muß. Ebenso sind zwei N—S-B-Achsenpläne (Gruppe 2, III) zu unterscheiden, die beide kataklastisch bis diaphthoritische B-Achsen

aufweisen, jedoch in ihrer Beziehung zu den beiden oben genannten O—W-Bauplänen und zum Flächengefüge der Großfalte sich verschieden verhalten.

Die Wolfsberger Tektonik

Der Kern der Wolfsberger Serie, die Granitgneise, streichen im Süden WNW—OSO, biegen stark anschwellend zu NW—SO-Streichen um, bis sie im Weissenbach (Raunzgraben), rasch in der NO—SW-Richtung einengend, gegen NW immer mehr reduziert werden, bis sie im Schoßbach in einzelne Linsen zerfallen (Tafel XVIII, Fig. 2—4). Das Fallen der Granitgneise zeigt ein ähnliches Verhalten: Im S vor dem Auskeilen gegen O fallen sie 30—50° gegen S ein; im Mittelteil steiles (60°) Einfallen gegen SW und Abteilen von Schubspänen, während im NO flaches SW-Fallen oder horizontales Eintauchen unter die hangenden Granatglimmerschiefer stattfindet. Mit der Annäherung an die Verschmälerungszone (Tafel XVII, Karte und Tafel XVIII, Fig. 4) tritt eine allgemeine Steilstellung der Gneise ein, die NW des Weissenbaches in die Einschichtung parallel der anderen Gesteine mit wechselnder Lagerung, jedoch vor allem gegen NO \pm steil einfallend, übergeht. Die einzelnen Linsen weiter im NW fallen ganz analog der Hüllgesteine steil gegen NO ein. Diese Lagerungsverhältnisse sind aus den Profilen, Tafel XVIII, Fig. 2—4 und 6—8, zu entnehmen. Wie die begleitenden Granatglimmerschiefer und Amphibolite, so streicht die Marmorserie als äußerste Linie konform der Wolfsberger Serie im SW, zeigt aber keinen Einengungsbereich mehr. Der Verlauf der Serien im N der Granitgneise und der Axialstörung weicht von dem im S nicht prinzipiell, dafür um so mehr graduell ab: Die Einschnürung N des Weissenbaches wird das beherrschende Element. Das NW-Streichen im W geht über O—W. in NO-Streichen über, wobei weiter gegen N erst in der „Eklogitserie“, N des Pressinggrabens, die Gesteine \pm gerade durchstreichen oder der Bogen so weitgespannt wird, daß er auf der Tafel XVII, Fig. 1 und Karte, nicht mehr ganz zum Ausdruck kommt. Gegen NW nämlich, südwestlich des Auenbaches, zieht die Marmorserie nach Beck (6) gegen NW, während östlich des Steinweißkogels die kleinen Eklogitbänder auffallend ONO streichen, wobei letzteres nichts mehr mit der Wolfsberger Tektonik zu tun hat, wie aus den Ausführungen über den kristalloblastischen O—W-B-Achsenplan S 152 und Tafel XVII, Fig. 1, zu entnehmen ist. Dieser, also gegen S zu, bis zum Auftauchen des Granitgneises, immer stärker gekrümmte Bogen — er war im Bereich der Marmorserie bereits Lipold (33) bekannt — weist kein gleichmäßiges N-Fallen entsprechend der Natur der Antiklinale auf, sondern fällt in bestimmten Abschnitten auch gegen S ein, was sich in der Marmorserie, die hier nach Beck (13) in mehrere Teile zerfällt, verfolgen läßt. Zieht man eine N—S-Linie durch den Verengungsknick im Weissenbach, so fällt die Grenze Marmorserie—Eklogitserie im W der Linie \pm steil gegen S und erst im Kristallinsporn zwischen Auenbach und Lavant normal gegen N ein (Tafel XVIII, Fig. 2—5). Im S der mächtigen Quarzitzzone, die als diaphthoritischer Bewegungshorizont den Bogen am geschlossensten abbildet, findet man nur mehr N-Fallen. Im O der gedachten N—S-Linie tritt eine Umkehrung insofern ein, als die oben genannte Grenzlinie einheitlich gegen NW, bzw. N fällt sowie die mächtigen Marmorzüge im direkt Liegenden; der in einzelne geringe Marmorlinsen zerteilte südlichste Zug fällt mit seinen Begleitgesteinen

bis zum Zoderkogel gegen NW, nordöstlich des Zoderkogels aber gegen SO bis S bis zum Graberl O Prenner; von da ab gegen O herrscht wieder generelles N-Fallen. Analog zu dem gegen S gekrümmten Faltenbogen der Marmorserie mit venitischen Glimmerschiefern bildet die liegende Wolfsberger Serie einen gegen N gekrümmten Bogen, wo sie auch ihre größte Mächtigkeit aufweist.

Weiter gegen O verbreitert sich die Marmorserie bedeutend, der Kasperkogel trennt einen Nordast mächtiger Marmorlinsen von einem südlichen, mit dünnen, durchlaufenden Marmorbändern, die beide \pm gegen OSO ziehen. Die durchwegs verbreitete Gleitbrettektonik und Vermischung mit diaphthoritischen Gesteinen wird im S, wo die Marmorbänder in die Granatgneise eintauchen, von einer lebhaften Faltung überholt (Tafel XVIII, Fig. 6). Plötzliches Einlenken an N—S- bis NO—SW-Querlagen kompliziert die Tektonik derart, daß eine Auflösung mit Hilfe des Flächengefüges allein unlösbar erscheint. Diese allgemein nordfallende Faltungszone endet in ihrer typischen Form etwa S Scherbartl im Pressinggraben, und die untere Marmorserie geht bald O—W, bald N—S streichend, in die Marmorserie über, die die Südgrenze der Wolfsberger Serie darstellt, mit dem üblichen Gleitbrettbau.

So zerfällt das Streichen (Tafel XVIII, Fig. 5) in einen großen Bogen im S, der im Knick bei Paildorf gegen SW gerichtet ist und dem im N zwei kleinere Bögen entsprechen, wobei der eine westliche gegen S, der östliche gegen N gerichtet ist. Gemeinsam haben beide Bögen den NO—SW streichenden Schenkel, sonst verhalten sie sich genau entgegengesetzt zueinander. Der westliche Bogen bewirkt den Vorstoß der Eklogitserie gegen S zu (Tafel XVIII, Fig. 4) ins Liegende, durch den östlichen dringt die Wolfsberger Serie am weitesten gegen N vor ins Hangende. Der widersinnig, südfallende Teil beider Bögen liegt in der Achse, die senkrecht auf die Wendetangende des betreffenden Bogens steht. Dadurch fällt die Eklogitserie im westlichen Bogen scheinbar unter die Marmorserie im SW und im östlichen die Marmorserie scheinbar unter die Wolfsberger Serie im SO ein. Die Symmetrie der beiden Bögen würde im kristallographisch geometrischen Sinne etwa einer Drehspiegelachse entsprechen, die im gemeinsamen NO-Schenkel zirka 700 m N des Zoderkogels zu errichten wäre (Tafel XVIII, Fig. 5). Gegen NW verläuft der NW-Schenkel des westlichen Bogens parallel zu demselben Schenkel des großen südlichen Bogens und scheint sich SW des Auenbaches mit diesem zu vereinigen, wie der Verlauf der Marmorzüge und der Disthen-Granat-Glimmerschiefer auf Blatt Hüttenberg nach Beck (6) zeigt. Als östlicher Schenkel des östlichen Bogens ist nur die unscharfe Grenze zwischen Wolfsberger Serie und gefalteter Marmorserie zu bezeichnen, die dann im oberen Pressinggraben rasch gegen NO umknickend, sich gegen S und SW mit dem Ostschenkel des südlichen Bogens vereinigt.

Die Intensität der Bewegung im Knick wurde beim gegen S gerichteten westlichen Bogen als eine gegen S immer schärfer ausgeprägte und gegen N ausklingende dargestellt. Der Knick des östlichen Bogens ist an der Hangendgrenze der Wolfsberger Serie am kräftigsten und klingt gegen S, wie gegen N rasch ab.

Nimmt man zur Deutung des Bewegungsvorganges die Bewegungsrichtung als eine in der Innenseite des Bogens gelegene Senkrechte zur Wendetangende (-Bogenachse) an, so erhält man in einen südlichen Bogen gegen SW gerichteten Relativsinn, dem im Nordteil (sozusagen im Rücken

der Bewegung) eine im W gegen S, im O gegen N gerichtete Bewegung entsprechen, die sich gegenseitig in ihrer Wirkung aufzuheben trachten. Die Front der Bewegung gegen SW im südlichen Bogen verstärkt sichtlich ihre Intensität von SO gegen NW, wo sich die beiden NW streichenden Schenkel durch eine in Linsen aufgelöste und mit Splintern der Marmorserie verschuppten Zone vereinigen (Tafel XVIII, Fig. 4). Dieses Bewegungsbild (Ampferer 1), das sich nach einer sorgfältigen, symmetrologischen Analyse des bogenförmigen Streichens ergibt, kann nun durch die B-Achsenmessungen auf seine Stichhaltigkeit, bzw. Unzufälligkeit geprüft werden.

Die B-Achsenpläne der Wolfsberger Serie

Ähnlich wie das Streichen der Gesteinszüge verhalten sich die B-Achsenpläne. Hier müssen drei Baupläne auseinandergehalten werden:

- a) Der Bauplan mit \pm O-W streichenden B-Achsen entsprechend der Gruppe I und I.
- b) Ein Bauplan, der von O—W streichenden über NW—SO zu N—S streichenden B-Achsen (sogar bis N 10° O) übergeht.
- c) Ein Bauplan, der von O—W über NO—SW zu N—S streichenden B-Achsen (N—S Streichen wird aber nicht mehr erreicht) führt.

Die Pläne b und c gehören demnach der Gruppe 2 und III an und, da sie vor allem W der Knickungslinie (siehe S. 132) auftreten, werden sie beide identisch der Gruppe B als Wolfsberger Tektonik bezeichnet.

Wie aus der Kartenbeilage (Tafel XVII, Fig. 1, und Karte) zu entnehmen ist, verläuft der Plan b von O, wo er identisch mit der Gruppe I, diaphthoritisch, ist, gleichlaufend den Gesteinszügen und geht zu NW—SO Streichen SW des Granitgneises über. Nordwestlich des Weissenbaches drehen die B-Achsen in die N—S Richtung ein und queren den Verlauf der Wolfsberger Serie dort, wo sie in Schuppen und Linsen aufgelöst ist. Gegen N reichen sie noch in den Südtail der Marmorserie mehr NNW streichend herein und werden an der Bewegungsfläche im Serizitquarzit gegen NW abgelenkt. Die B-Achsen des Planes b werden im Ostteil — wie im Weg von Rieding nach O, N des Steinergrabens zu erkennen ist — mehrfach durch N—S streichende B-Achsen zerschnitten. Es handelt sich hierbei um ein unvermitteltes Umstellen des Streichens und der zuordenbaren, linearen Textur aus O—W in N—S. Deutlich ist die Kataklase erkennbar. Am besten wird dieser Vorgang von der Glimmertalkumlagerstätte O Rieding (Kieslinger 29, VIII) wiedergegeben, die auf diese Weise entstanden ist. Da man analoge a—c Klüfte in einigen Felsen dort beobachten kann, die mit Quarz und Chlorit erfüllt sind, scheint es sich um einen jeweils gesteigerten tektonisch-metamorphen Prozeß zu handeln. Mit der Ausbildung der O—W-B-Achsen bildeten sich a—c-Klüfte, die durch die fortdauernde oder nachfolgende Bewegung in „Bewegungsklüfte“ lokal umgewandelt wurden, bis sich einige dieser Flächen mit Talk und Serizit füllten, die aus dem Nebengestein durch Diaphthorose syntektonisch entstanden waren. Demnach ist aus dieser Beziehung der B-Achsen zueinander keine eindeutige Folgerung für die zeitliche Folge gegeben, da eine Entscheidung, ob eine Bewegung $B \perp B'$ oder ob sie $A \perp B$ stattgefunden hat, nicht getroffen werden kann. Beide B-Achsen besitzen nur einen kleinen Winkel ξ , so daß keine Verstellungen der O—W-B-Achsen nachweisbar sind, die auf eine

passive Umstellung dieser durch eine jüngere N—S-B-Achse hinweisen. Jedenfalls ist diese N—S-B-Achse kein Relikt und nicht älter als die allgemeine auch kataklastisch bis diaphthoritische O—W-B-Achse. Im Abschnitt der NW-B-Achsen ist eine Entscheidung, ob eine umgebogene O—W-B-Achse, oder ob eine selbständige Richtung vorliegt, nicht zu treffen. Dagegen erwecken die anschließenden N—S-B-Achsen mit der vollkommenen Durchknetung der Gesteine einen von einem O—W-B-Achsenplan unabhängigen Charakter. Analog der Riedinger Talklagerstätte findet man hier im Koralpenweg ein Talkvorkommen, das bereits Fuchshöfer (21) kannte. Die Diaphthorose erreichte dort ein Ausmaß, wie man es in der übrigen Wolfsberger Serie nicht mehr erlebt. Die Lage der N—S-B-Achsen ist nur flach geneigt oder horizontal; ein eindeutiger Relativsinn der Bewegung gegen W ist mehrfach klar ersichtlich (Koralpenweg usw.). Im N der Wolfsberger Serie fallen diese B-Achsen steiler gegen N ein, was andere Ursachen hat. Somit ist eine klare Westbewegung, die im S in eine SW- und weiter im S in eine gegen S gerichtete Bewegung übergeht (Tafel XVIII, Fig. 4 und 5) und O—W streichende Mylonitzonen schuf, die den älteren Bau parallel B zerstückeln, falls diese nicht mit der Lavantaler Störungszone zeitlich in Zusammenhang stehen. Die Anschoppung der Marmorserie im Raume Rieding—Reideben ist auf die gegen S gerichtete Bewegung zurückzuführen (Tafel XVIII, Fig. 8). Daß auch eine Dehnung mit a—c-Bewegungsklüften stattfand, senkrecht zum Plan a, ist ein Hinweis auf die Abhängigkeit der Wolfsberger Tektonik von der Entstehung der Großfalte (Antiklinale).

Der Achsenplan c zeigt ein ganz anderes Auftreten wie der Plan b. Auch er entwickelt sich aus dem Plan a, jedoch ganz allmählich im „Rücken“ des Planes b. Der Granatglimmerschiefer des Schoberkogels mit typischer Schoppfaltung zeigt, daß die O—W-B-Achsen im S gegen NW zur K. 1189 m zu immer mehr eine NO—SW-Richtung einnehmen bei SW-Fallen. Eine zunehmende kataklastische Beanspruchung konnte ich im nördlichen Koralpenweg nicht beobachten. Auch am Zoderkogel und gegen SW im N des Weissenbaches tritt diese NO—SW-B-Achse auf und zieht direkt in die oben geschilderte Verschmälerungszone des Granitgneises hinein. S und SW dieser Einschnürung kann man fast alle Lagen der B-Achsen feststellen, außer senkrecht, ohne eindeutige Beziehungen wahrnehmen zu können. Jedenfalls kommen in diesem unentwirrbaren Knäuel vor allem auch NO—SW-B-Achsen zur Geltung, die gegen SW erst knapp vor der Marmorserie, O St. Johann, völlig verschwinden. Gegen NO, 1 km S Prenner, tritt diese B-Achse im nördlichsten Teil der Wolfsberger Serie als kataklastische Stengelung, 20° streichend und horizontal, auf. Es ist dies der am meisten in die N-Richtung weisende Wert innerhalb des einheitlichen Planes c. Vom Zoderkogel gegen NW sind NO-B-Achsen bis in den oberen Teil der Marmorserie S Hofbauer im Pressinggraben zu verfolgen. Im W des Zoderkogels sind Übergänge und Überschneidungen mit O—W-B-Achsen zu beobachten, die ebenso weiter in NW-B-Achsen übergehen. Unmittelbar scharf gegenüber steht der Plan a dem Plan c nur im Nordknick der Wolfsberger Serie, wo die horizontalen B-Achsen des Planes a aus der Faltungszone im mittleren Pressinggraben gegen W an die Stengelung des Planes c heranstreichen. Im N des Prenner zeigt sich nur mehr der Plan a. Im mittleren und oberen Pressinggraben zeigen sich mit dem Einknicken der Gesteinszüge in die N—S-Richtung (vor allem beim Marmor) N—S- bis NO—

SW-B-Achsen als starke Wellung im Glimmerschiefer mit kleinem Winkel ξ . Hie und da kann man auch eine ältere, stärker verstellte B-Achse bemerken (mit größerem ξ bis über 60°), die von der Wellung schräg gekreuzt wird (S Trumhütte, W Trumgraben, O Scherbartl usw.).

Dieser geschlossene Plan c vom Weissenbach bis S Prenner weist große Ähnlichkeit mit einer Bewegungsform auf, die Exner (18) als Rollfalte eingehend beschrieben hat.

Die Beziehungen zum Plan b, auf dem Plan c senkrecht steht, sind direkt nicht erfaßbar; der Plan a wird durch Plan c teils abgeschnitten, teils gegen SW hereingezogen, wie dies zwischen Schoberkogel und Zoderkogel oder S Hofbauer der Fall ist. Hierin und im oberen Pressinggraben erweist es sich, daß sich der Plan c ähnlich dem Plan b zwar aus dem Plan a entwickelt, jedoch jünger ist als dieser und ihn in seiner extremen Entwicklung deutlich kreuzt. Dennoch ist Plan c von Plan b auch geometrisch nur gegensätzlich darstellbar. Im Plane b entspricht einer einheitlichen, gebogenen B-Achse ein divergierendes Bündel von Bewegungsrichtungen; im Plane c entspricht einem divergierenden Bündel von B-Achsen eine einheitliche, gekrümmte Bewegungsrichtung. Dadurch ist aber die Voraussetzung für die Möglichkeit der gleichzeitigen Entstehung beider Baupläne gegeben, die sich sonst ausschließen würden. Der Plan c zeigt sozusagen zwei „Brennpunkte“ der Bewegung: Im N die Stengelumg, im S die Verengungszone, während in der Mitte der Übergang zum Plan a vorhanden ist.

Vergleicht man nun den Verlauf der drei oben gekennzeichneten Bögen des Streichens mit den B-Achsenplänen der Wolfsberger Tektonik (Tafel XVIII, Fig. 5), so erhält man für jeden Bogen verschiedene Ergebnisse:

Der südliche Bogen wird von O über das Knie bei Paildorf bis zum Weissenbach von den B-Achsen des Planes a und b nachgebildet; darauf im spitzen Winkel setzen die B-Achsen zum Westast des westlichen Bogens über.

Der Westast des östlichen Bogens bis zum Knick im N stimmt ganz mit dem Plan c, der Rollfalte, überein; da hiebei eine Aufwölbung bis Überwölbung der hangenden Marmorserie durch die liegende Wolfsberger Serie gegen NW stattfindet, war die Bewegungsrichtung der Rollfalte von gegen N über NW zu WNW gerichtet. Der östliche Schenkel wird durch die B-Achsen des Planes a gebildet und stellt bis auf die sporadischen Umbiegungen in die N—S-Richtung den Nordschenkel der Großfalte dar.

Der Westschenkel des westlichen Bogens wird von B-Achsen des Planes b gebildet, der Ostschenkel von denen des Planes c und, ob die O—W-B-Achsen dazwischen noch dem Plan a angehören, scheint unsicher, denn sie könnten auch Übergänge von Plan b zu c oder umgekehrt sein. Ein wesentlicher Unterschied zu den anderen Bogen besteht jedoch darin, daß im N nur die alten kristalloblastischen O—W-B-Achsen vorhanden sind. Im S des östlichen Bogens sowie in der gesamten Wolfsberger Serie sind nur kataklastische B-Achsen vorhanden, oder die alten kristalloblastischen O—W-B-Achsen sind größtenteils \pm diaphthoritisch nachgebildet, oder den kataklastischen B-Achsen parallel eingeregelt worden, wie man es NW des Zoderkogels beobachten kann. Mit dem Moment, wo die Eklogitserie gegen S scheinbar unter die Marmorserie fällt, werden die kristalloblastischen B-Achsen derselben passiv aus der WNW-Richtung (285°) über O—W immer mehr in die NO—SW-Richtung umgestellt. Ob sie bis

zur NS-Richtung umgestellt werden, konnte man wegen zu geringer Aufgeschlossenheit des Geländes nicht nachweisen.

Eine besondere Stelle im Bau der Wolfsberger Serie scheint die Verengungszone im Weissenbachgraben zu sein, dort, wo der Plan b und der Plan c sich schneiden. Abgesehen von den nicht mehr entwirrbaren Komplikationen tritt hier die im 16. und 17. Jahrhundert bedeutende Silberlagerstätte von St. Johann—Weissenbach auf. Die Erze waren nach Czermak und Schadler (17) silberhältige Arsenkiese, die mit Quarz gangförmig im Granitgneis und Glimmerschiefer auftraten. Die Anordnung der zahlreichen Stolleneinbaue sind NO—SW aneinandergereiht, derart auffallend parallel zum SW-Ausläufer der Rollfalte (Plan c), daß man sich nicht der Vorstellung erwehren kann, hierin vielleicht auch einen genetischen Zusammenhang zu erblicken. In Vorder-Gumitsch sollen einst drei Goldschürfe bestanden haben, wovon einer sicherlich im Quarzgang SO Wirth (Jäger am Eck) (Kieslinger 29, VI) auf vermutlich göldische Arsenkiese umgegangen ist. In der gleichen Kreuzungsstelle liegt nach Beck (9) eine Schwefelquelle mit zirka 13° Temperatur, die bereits den Knappen als Bad gedient haben soll, jetzt aber ungenutzt in der Wiese verrinnt.

Nachdem man so Achsen- und Flächengefüge eingehend besprochen und untereinander nach Bauplänen verglichen hat, kann man darangehen, den gesamten Ablauf der Wolfsberger Tektonik als Bewegungsbild zu schildern:

Nach der Anlage der Wolfsberger Antiklinale durch O—W-B-Achsen wurde die bereits nachgewiesene O→W-Bewegung im W durch einen ungleichmäßigen Widerstand unregelmäßig abgebremst. Dadurch entstand ein ungleichmäßiger Bogen im SW mit einer gegen NW zu auf engem Raum zunehmenden Bewegungsintensität, die im SO-Teil die Aufwölbung der Granitgneise, im NW die Ausquetschung und Durchbewegung der Wolfsberger Serie gegen W bewirkte (Tafel XVIII, Fig. 4). Wegen der ungleichmäßigen Intensität der Bewegung traten im Rücken derselben zwei sich in ihrer Wirkung z. T. aufhebende Bewegungen auf. Diese Differentialtektonik erzeugte so eine Rollfalte senkrecht zum südlichen Bogen, die die Aufwölbung des langsamen SO-Teiles betonte und im Weissenbach den rascheren NW-Teil durch eine Verengungszone vom langsameren fast abtrennte, so daß der Unterschied in der Bewegungsintensität noch mehr hervorgehoben wurde. Dieser schärfer werdende Unterschied in der Bewegung rief im N einen Sog zum Ausgleich gegen die Rollfalte hervor. Durch diesen wurden die hangenden Serien im N nach S hereingezogen und so schob sich die Eklogitserie von oben nach unten in die Marmorserie herein (Tafel XVIII, Fig. 2—4, breiter Pfeil) in die Richtung gegen die Verengungszone im Weissenbach, wodurch der mächtige Serizitquarzit als Bewegungsfläche entstand und wodurch die N—S-B-Achsen im N gegen NW abgedrängt und gegen N niedergebogen wurden (Tafel XVII, Fig. 1). Da jedoch der Druck von O anhielt, wurde dieser Keil von N in der Mitte zerquetscht und der Ostschenkel stärker betont (Karte), bis alle Bewegungen in sich selbst verkeilt zum Stillstand gekommen sind. Keine der drei, den drei Bogen entsprechenden Bewegungen konnte sich frei bewegen, auch die Zone stärkster O—W-Bewegung nicht, da ihr die nötige Kraftzufuhr von O durch die Rollfalte abgechnitten wurde. Somit gehören alle diese Bewegungspläne einer gleichzeitigen, einheitlichen Phase an, die eben als Wolfsberger Tektonik

bezeichnet wird. Da keine Bewegung auf eine freie Gleitung hinweist, so gehören alle Bewegungspläne einer Einengung im Antiklinalbereich an. Stellt man sich jeden Plan frei entwickelt vor, so hätte der südliche Bogen zu Überschiebungen gegen W geführt; die Rollfalte hätte nicht nur die Marmorserie gegen NW überkippt, sondern Einwicklungen hervorgerufen; der Keil der Eklogitserie, weiter gegen S bewegt, wäre zu einer Knickungsüberschiebung (Winkler 50) ausgebaut worden. Doch bevor es soweit kam, blieb alles ineinander stecken. Da durch diese Bewegungsvorgänge der einheitliche Rahmen der Großfalte weitgehend zerstört wurde, ist das jüngere Alter gegenüber der Großfalte gegeben.

Die genaue zeitliche Einstufung der Wolfsberger Tektonik ist im Gebiet der Koralpe mangels stratigraphischer Horizonte nicht möglich. Kieslinger (29, IX) hielt die Diaphthorese im S der Koralpe mit O—W streichenden Gesteinszügen für vorgosauisch; diese Bewegung erzeugt auch den antiklinalen Bau im Gipfelgebiet der Koralpe nach Closs (15), dem auch die Großfalte angehört. Da die Wolfsberger Tektonik jünger ist als die Großfalte und ihr Bauplan (Plan a), so wird man wohl nachgosauisches Alter für jene annehmen dürfen. Nach Clar und Friedrich (14) ist die allgemeine Diaphthorese in dem Koralpenkristallin (Kieslinger 29, I und IX) die Ursache für die Vererzung von Waldenstein und hiemit auch für die anderen Eisenerzlagerstätten im Zuge Hüttenberg—Waldenstein gewesen. Nach Quiring (39) und H. Haberfelner (23) fand postsideritisch eine Umbiegung der Hüttenberger Lagerstätte im O gegen S statt, die E. Haberfelner (22) weiter gegen S als „Überschiebung der Eklogitserie“ gegen W über das Paläozoikum verfolgte. Gleichlaufend mit dieser „Überschiebung der Eklogitserie“ verläuft der aufgewölbte O-Rand des Eozäns von Klein St. Paul, so daß E. Haberfelner (mit anderen Gründen) die Überschiebung für posteozen hält. Parallelisiert man die Wolfsberger Tektonik in der Bewegungsrichtung und zeitlich mit der Überschiebung am W-Rand der Saualpe, wofür manches spricht, so müßte man auch posteozenes Alter für die Wolfsberger Tektonik annehmen. F. Solyom (45 a) nimmt an, daß eine O→W-Bewegung die Krappfeldtrias vorgosauisch in N—S-Falten gelegt habe, während die Gosau und das Eozän mehr einer O—W-Einmündung folgen, mit der sie die gefaltete Trias überschneiden. Deutliche Aufrichtung der Gosau im O nach Beck (6), die entlang des Görtschitztales gut zu verfolgen ist, beweist klar, daß eine O—W-Einengung in nachgosauischer Zeit sicher auch stattgefunden hat. Die alpinen Bewegungsintensitäten waren im Krappfeldgebiet scheinbar überhaupt auffallend schwach, so daß die Lagerung der Kreide und des Eozäns vielmehr den jungtertiären, inneralpinen Kohlenmulden als den kalkalpinen Gosauvorkommen gleicht.

Für die sulfidischen Vererzungen im Koralpenkristallin, die sich geradezu aus den sideritischen Erzen entwickeln, kann auch meist ein jüngerer Alter als diese angenommen werden und der Zusammenhang mit N—S streichendem Gebirgsbau ist vielfach gegeben. Z. B. in St. Martin am Silbersberg treten die Vererzungstypen sowie die Tektonik auf engstem Raum aneinander und es entwickelt sich sozusagen eine Vererzung aus der anderen, so wie eine Tektonik die Voraussetzung für Form und Auftreten der folgenden bildet. Nach Kieslinger (29, IX) ist die sulfidisch arsenidische Vererzung der Kliening, der auch die Vererzung von St. Johann—Weissenbach anzuschließen ist, jedenfalls älter als das Lavanttaler Störungssystem, wofür

auch ein Fund eines Pyritgerölles im Grundkonglomerat des unteren Lavantaler Beckens W Herberth, NW Wolfsberg, spricht, obwohl es sich teils um \pm N—S streichende Gänge (Kliening), teils um einen damit vergleichbaren Bauplan (Weissenbach) handelt. Das ist ein Anzeichen dafür, daß auch dieser Vererzungstyp vor der miozänen Einwölbung der Tertiärbecken zustande kam. Daß die sideritische Erzführung Lobens nach Rittler (40) mit der dortigen N—S-Störung direkt zusammenhänge, erscheint nach der analogen Erzbildung in der Wölch nicht angängig. Nach der Verbreitung der Vererzungszone und ihrer längenmäßigen Ausdehnung werden beide Lagerstätten durch N—S-Störungen nur zerteilt oder abgeschnitten. Für die sulfidische Vererzung nimmt auch Rittler jüngeres Alter an. Andererseits können N—S-Störungen wieder durch Siderite verheilt werden, wie bereits H. Haberfelner (23) W Hüttenberg beobachtet hat. So handelt es sich bei den beiden mit der Tektonik in offensichtlichem Zusammenhang stehenden Vererzungstypen nicht nur um allein qualitative, völlig getrennte Abfolgen, sondern mehr um einen \pm scharfen, quantitativen Sonderungsvorgang einer parallel zur Tektonik verlaufenden Entwicklung über zeitlich bedeutende Räume (vorgosauisch bis posteoazän) ein und derselben erzbringenden Phase. Auf eine andere Beziehung zwischen den Graniten und der arsenidische Edelmetallvererzung wies Schwinner (44) hin, die durch das Auftreten der Wolfsberger Granitgneise eine weitere Bestätigung erfährt.

Sucht man nach altersgleichen, tektonisch ähnlich gebauten Gebieten, so ist das Auftauchen von anderen Granitmassiven an der Lavantaler Störung zeitlich und tektonisch dem Wolfsberger Fenster in vieler Hinsicht sehr ähnlich. Die An- und Aufsiebung des Ameringmassivs hat Heritsch (27) als eigene Phase vor die Einfaltungen des Obdacher Tertiärs gestellt. Das von Schwinner (45) gegebene Profil durch die Stubalpe zeigt große Ähnlichkeit mit dem Westteil des Profils (Tafel XVIII, Fig. 7) durch die Koralpe. Nach Rittler (40) wäre jedoch nur eine vertikale Störung anzunehmen. Schon aus dem engen Zusammenrücken der Marmorzüge der Obdacher Zone ist eine horizontale Bewegungskomponente daran mitbeteiligt. B-Achsenmessungen am Ausgang des Erzberggrabens von Lohen gegen Wiesenau ergaben die gleichen Erscheinungen wie im oberen Pressinggraben: Durch eine wenig geneigte Wellung wurde eine alte (hier kristalloblastische) B-Achse mit bedeutendem Winkel ξ in die N—S-Richtung umgeregelt. Im W der Seckauer Tauern in der Bretsteinserie kann man parallel zur Überschiebung NW—SO streichende, wenig geneigte kataklastische B-Achsen einmessen, die man ohne Schwierigkeit mit den B-Achsen der Wolfsberger Tektonik vergleichen kann. Diese B-Achse müßte trennend zwischen Bösenstein- und Seckauer Massiv über den Obertauernpaß gegen N ziehen, da die Grenze des Bösensteins zur Bretsteinserie sich anders verhält (Schlingentektonik). Die Fortsetzung der Marmorserie nördlich Wolfsberg gegen WNW in das Blatt Hüttenberg läßt nach der Aufnahme von H. Beck (6) noch viele Kilometer weit den Einfluß einer gegen W gerichteten Bewegung auf O—W streichende Marmorzüge als Zusammenstau deutlich erkennen. Inwieweit hieran auch die Plattengneistektonik beteiligt sein könnte, läßt sich derzeit nicht entscheiden.

Während alle diese Gebiete nicht genügend tektonisch untersucht sind, tritt man in dem Süden der Weyrer Bögen in einen durch Ampferers

(1) Bewegungsbilder gut bekannten Raum. Das Ergebnis von Ampferers Forschungen in den Weyrer Bögen erwies für die Auflösung der Mechanik in den Kalkalpen eine Längung der O—W-B-Achsen durch Dehnung $\perp B$, die eine Schwächung des Achsenstranges schuf. Diese Schwächung wurde der Angriffspunkt für eine jüngere O—W-Bewegung, die den ausgedünnten O—W-Achsenstrang bis in die N—S-Richtung passiv einlenkte und den ehemals gedehnten Strang durch die folgende Einengung verdickte. Alle diese Erscheinungen treffen auf die Wolfsberger Antiklinale und ihre Tektonik als Erklärung zu. Die O—W-B-Achsen des Ostschenkels des südlichen Bogens werden über NW—SO in die N—S-Richtung eingelenkt und dort überprägt. Die Annahme einer Dehnung der O—W-B-Achsen als $B \perp B'$ ist durch die Bewegungsklüfte im Gebiet O Rieding erwiesen. Wir haben also im Bereich der Wolfsberger Serie das getreue Abbild von Ampferers Weyrer Tektonik (2) vor uns. Diese Übereinstimmung ist jedoch nicht verblüffend, da bereits Ampferer in der tertiären Lavanttaler Störungszone nur eine andere Form der Fortsetzung der Weyrer Bögen sah und besonders Stiny (46) im Anschluß daran darauf hinwies. Gegen S sind vergleichbare Stellen im Gebirgsbau nicht genau bekannt. Am W-Rand der Koralpe zwischen Pontnig im S und Goding im N tritt eine steile Aufschuppung der Gneise gegen W auf, die Beck (13) als „Wolfssteg Störung“ beschrieb hat (Tafel XVII, Fig. 1). Sie ist im oberen Gemmersdorfer Bach, östlich Blabkogel, am kräftigsten entwickelt und schneidet den älteren Bau mit kataklastischen B-Achsen, die $150\text{—}165^\circ$ im Extrem streichen. Diese Bewegungshahn kann man zeitlich und im Relativsinn der Bewegung der Wolfsberger Tektonik am besten anschließen. Über die Tektonik des südlichen Bachern ist leider zu wenig bekannt, um Vergleiche mit der Wolfsberger Tektonik anzuknüpfen. Die nur angedeutete Knickungsüberschiebung in der Koralpe wurde als solche von Winkler (50) am S-Rande der Steiner Alpen und des Hochkarstes erkannt und auf große Strecken verfolgt. Ist es nur reiner Zufall, daß die N—S-Achse des Keiles in der Wolfsberger Tektonik geradezu in die der Knickungsüberschiebung in den S-Alpen hineinweist?

Der kataklastische O—W-B-Achsenplan

So gegensätzlich die gleichzeitig entstandenen Baupläne in der Wolfsberger Tektonik auftraten, so einheitlich greift der kataklastische Bauplan der \pm O—W-B-Achsen durch. (Gruppe I und I, bzw. Plan a der vorhergehenden Einteilungen.) Die Streichrichtung pendelt zwar zwischen 60° und 120° in jeweils verschiedenen Gebieten, dennoch ist der überwiegende Teil der B-Achsen O—W gerichtet (Tafel XVII, Fig. 1). Diesen Bauplan, seine Verbreitung und Bedeutung für das Koralpenkristallin sowie seine zeitliche Einreihung erfaßt und dargestellt zu haben, verdankt man den eingehenden Studien Kieslingers (29) besonders in der südlichen Koralpe. Die Diaphthoritzone Kieslingers stellt den Raum dar, in dem die erzeugende $S \rightarrow N$ -Bewegung in freier Gleitung die alten Strukturen der Koralpe schnitt und in diaphthoritische Gesteine umwandelte. Kieslinger (28) erkannte auch bereits, daß O—W gestellte Gesteinszüge innerhalb des Koralpenkristallins mit dieser $S \rightarrow N$ -Bewegung zusammenhängen, da mit dem O—W-Streichen stets eine Diaphthorose der Gesteine Hand in Hand geht. Durch die Aufnahmen von Beck (13) konnte nachgewiesen

werden, daß diesem O—W-Streichen tatsächlich in vielen Fällen \pm O—W streichende B-Achsen entsprechen. Auch Closs (15) beschrieb die Diaphthorese der Gesteine des Kammgebietes der Koralpe im Zusammenhang mit dem antiklinalen Bau der \pm O—W streichenden zentralen Koralpe. Dieser bekannte O—W-B-Achsenplan ist, obwohl er das Streichen so stark beeinflusst, nicht so häufig innerhalb der Koralpe als Durchbewegung anzutreffen, daß man die Koralpe als einen durch ihn völlig durchbewegten Körper bezeichnen könnte. Diese teilweise Durchbewegung an den Schenkeln oder Scheiteln, der durch den O—W-B-Achsenplan hervorgerufenen, großwelligen Faltenbau, weist diesem einengende Tendenz zu. Innerhalb des mächtigen Koralpenhockes kann man daher von keiner S \rightarrow N-Bewegung sprechen, sondern nur von einer N \rightleftharpoons S-Einengung als Erzeugende des O—W-B-Achsenplanes.

Für die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie wird die gesamte Wolfsberger Tektonik mit ihren verschiedenen B-Achsenplänen und Streichungsbögen herausgenommen und übrig bleibt der einfache Bau der Großfalte, der Wolfsberger Antiklinale (Tafel XVIII, Fig. 8, und Abb. 1, S. 143), die gegen W immer stärker aufsteigt. Diesem Einengungsvorgang sind verschiedene Erscheinungsformen zuordnenbar: Umfaltung im mittleren Pressinggraben, Zerreibung der Gneisghimmerschiefer und Amphibolite bis zu rostigen oder serizitischen Quarziten, Verschuppungen an den Schenkeln der Großfalte, besonders in der leichtbeweglichen Marmorserie, steile Aufquetschung in den Scheiteln der Falten, wie die Axialstörung mit dem Granitgneis im Rasinggraben beweist. Die im S anschließende Synklinale weist unregelmäßige Quetschzonen auf: Südlich Am Sprung, nördlich Stein-schneider und besonders westlich des Hübnerstützen beim Knie des Rasingbaches, wo die N—S streichenden Marmore gegen W plötzlich umgestellt und abgeschnitten werden (Tafel XVIII, Fig. 6). Am Kamm zwischen Hübnerstützen und K. 2010 m (Hochseealpe) ist schon nichts mehr von diesem Quetschstreifen zu bemerken. Im N der Wolfsberger Antiklinale schließt die breite Waldensteiner Mulde an, der die Antiklinale des Amering folgt (Tafel XVIII, Fig. 8). Auch hier ist die Diaphthorese zu erkennen, wie der Bergbau von Waldenstein nach Friedrich (19) zeigt. Aber nicht allein als Quetschstreifen und Umfaltung äußert sich die Einengung, sondern schräge Zertrümmerungszonen, Bewegungsklüfte, Zerstückelungen der Gesteinsmassen in bald süd-, bald nordfallende, O—W streichende Pakete kennzeichnen die kataklastisch bis diaphthoritischen Vorgänge. Die Störungen sind zugleich die Erzbringer, wie E. Haberkelner (22) zeigte, sowie sie die Erzlinsen auch abschneiden können. Zu diesen Störungen, die von der faltenden bis zur brechenden Bewegung nur eine Intensitäts-abnahme der Beanspruchung zeigen, gesellen sich auch jüngere, rein vertikale, brechende Verwerfer, die schwierig von den älteren Banplänen abzutrennen sind. Die Diaphthorese geht hier so in Einklang mit der Vererzung, daß Friedrich und Clar (14) und Angel (3) mit Recht in der Diaphthorese überhaupt die Ursache der Vererzung der ostalpinen Eisenerzlagerstätten sehen. Die Möglichkeit, die Vererzungsphasen mit Hilfe der Großtektonik und Metamorphose in den Ostalpen aufzugliedern, geht vor allem aus den Untersuchungen von Metz (34) neuerdings hervor. Eine wesentliche Einschränkung wäre immerhin noch insofern zu erwägen, da man — wie gerade aus dieser Studie hervorgeht — mit einer mehrfachen, selbständigen

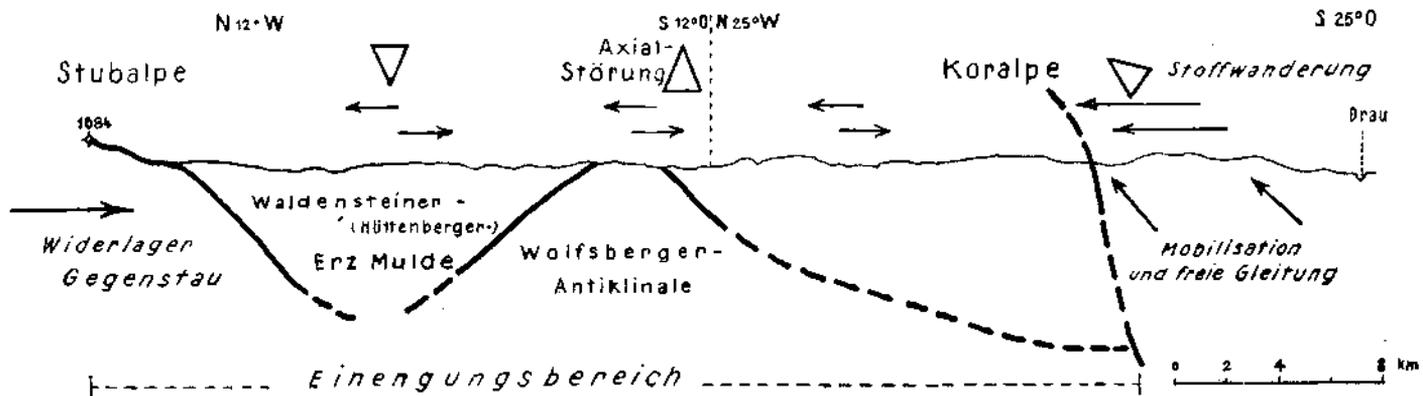


Abb. 1. Wirkung der jungen S--N-Bewegung.

Bildung von Diaphthoresen rechnen muß. So können diaphthoritische Gesteine nicht allein in Zusammenhang mit einer \pm zuordenbaren, tektonischen Mobilisation entstehen. Es könnten die aufsteigenden Erzlösungen ähnlich der hydrothermalen „Verwitterung“ (z. B. Kaolinisierung, Spilitisierung usw.) zwar den diaphthoritisch, tektonischen Bahnen folgen, jedoch eine eigene, selbständige, jüngere Diaphthorese \pm atektonisch in den umgebenden Gesteinen erzeugen, die \pm unabhängig von der syntektonischen verläuft.

Wenn dies jedoch in dieser Weise stets eintrete, daß Diaphthorese immer Vererzung hervorriefe oder umgekehrt, dann wäre gar nicht einzusehen, weshalb in der Diaphthoritzone oder der Antiklinalzone von Wolfsberg bis Stainz oder Schwanberg Eisenerzlagertstätten völlig fehlen sollten. Die Ursache liegt vielleicht in der Art der Mobilisation, der durch Diaphthorese zum Wandern gebrachten Stoffe. Wenn man die Möglichkeit einer tektonischen Mobilisierbarkeit der gesteinsbildenden Stoffe annimmt, was augenscheinlich ist, so ergiht sich die Notwendigkeit, für diese Stoffwanderung Abfuhr- und Zufuhrgebiete zu unterscheiden. Wo diese Bewegungen gegen oben gerichtet waren, wie in der südlichen Diaphthoritzone oder in den Antiklinalen des Einengungsbereiches, wurden die mobilisierten Stoffe abgeführt (Tafel XVIII, Fig. 8, und Abb. 1, S. 143), wo besonders in den Einengungszonen Mulden entstanden, wurden die Stoffe von oben gegen unten entlang der Bewegungsflächen zugeführt und es entstand der kristalline Niederschlag besonders an reaktionsfreudigen Gesteinen, vor allem durch metasomatische Prozesse. Auch hiebei muß auseinandergelassen werden: Mobilisation, Transport und folgende Vererzung, da wir nicht wissen, wie groß der zeitliche Abstand besonders für den dritten, allein direkt faßbaren Vorgang von den vorhergehenden ist. Wenn auch die syntektonisch gewanderten Stoffe sich in der Hüttenberg—Waldensteiner Mulde ansammelten, so kann die Vererzung selbst aus diesem Reservoir heraus durch späteren Aufstieg erfolgen und mit einer jüngeren Tektonik (Verwerfer) zusammenhängen. Besondere Bedeutung kommt der Antiklinale des Amering zu, der als Widerlager eine Rückstauwirkung auf die Lösungen ausübte. In gleicher Weise fungierte der Zirbitzkogel im N von Hüttenberg auf diese Lagerstätten. Die Bezeichnung „Synklinale“ und „Antiklinale“ wird hier selbstverständlich nur senkrecht auf den kataklastischen O—W-B-Achsenplan bezogen. Die Studien Quirings (39) im Unteren Knappenberger Revier von Hüttenberg geben treffend Auskunft über die Gleichartigkeit mit den Verhältnissen in der nördlichen Koralpe. Quiring gibt für das generelle Streichen in diesem Revier einen Wert von N 64° W (116°) und Einfallen gegen S mit 36° an; für die Lettenklüfte (Überschiebungen) ergibt sich aus seinen Messungen ein Durchschnittswert von N 70° W (110°), fällt S 48°. Bringt man auf dem Schmittschen Netz beide Werte als Großkreise zum Schnitt, so erhält man eine β -(Sander)Achse mit 284°/15° Streichungsrichtung, die ganz in dem Streuungsbereich des kataklastischen O—W-B-Achsenplanes der Koralpe hereinfällt. Auch hier kann man feststellen, daß die Lettenüberschiebungen teils älter, teils jünger als die Vererzung sind (H. Haberkfelner 23), so daß bereits Quiring auf den Zusammenhang dieser tektonischen Elemente mit der Vererzung hinwies. Daß die Diaphthorese der Pegmatite in Beziehung mit der Vererzung steht, war bereits von Baumgärtl (5) richtig gedeutet worden.

Die Beziehungen des O—W-B-Achseuplanes zur Wolfsberger Tektonik wurde schon eingehend behandelt. Mit der Gruppe A (siehe S. 132) sind viele Beziehungen bereits früher von Kieslinger (29, IX) und Beck (8) bekannt geworden. Das Verhältnis der Gruppe A, der Plattengneistektonik, zum O—W-B-Achsenplan ist ein Schlüsselpunkt für den Bauplan der gesamten Koralpe und wird daher hier eingehend betrachtet werden. Diese Beziehungen sind im Gipfelgebiet der Koralpe am besten zu studieren. Durch ein Handstück 500 m W der Frauenalpe (K. 1858 m) ist auch im Handstückbereich die Regelung der Glimmer- und der Quarzfeldspatlagen deutbar. Der Dünnschliff bewies, daß alle Minerale kataklastisch zerstoßen sind. Die B-Achse des Glimmergefüges streicht $95^{\circ}/10^{\circ}$, die des Quarzes $340^{\circ}/35^{\circ}$; die S-Fläche streicht 105° und fällt N 35° . Diese Relation des kleinen Winkels ξ im Glimmergefüge zum größeren Winkel ζ des Quarzfeldspatgefüges ist auch die gleiche zur Großfalte. Die Plattengneistektonik steht mit einem großen Winkel ξ als passiv verstelltes Vorzeichen der jüngeren Großfalte gegenüber. Die Plattengneis-B-Achsen laufen quer über die Großfalte hinweg. Im nordfallenden Sehenkel der Großfalte fallen die B-Achsen der Plattengneistektonik gegen N, im südfallenden gegen S (Tafel XVII, Fig. 1). Südlich am Sprung wird ein Bau mit SO fallenden B-Achsen durch O—W streichende Quetschzonen mit horizontalen B-Achsen geschnitten (Tafel XVII, Fig. 1). Eine dritte Beziehung ist auf dem Rücken zwischen Steinschneider—Gr. Speik—Speiksattel und Frauenkogel (K. 2070 m) zu beobachten: Die B-Achsen auf dieser Linie verhalten sich ähnlich den B-Achsen im südlichen Bogen der Wolfsberger Tektonik (Tafel XVII, Fig. 5). Auf dem Steinschneider streichen die B-Achsen $330^{\circ}/5^{\circ}$, 500 m weiter SO $350^{\circ}/20^{\circ}$, 400 m NW des Gr. Speik $320^{\circ}/20^{\circ}$, auf dem Gr. Speik $310^{\circ}/10^{\circ}$, auf dem Kl. Speik $295^{\circ}/10^{\circ}$, im Speiksattel zirka 300° ($120^{\circ}/5^{\circ}$ — 0° — 30°) mit stärkster Diaphthoresis und lebhaftem Faltenwurf (Tafel XVII, Fig. 1); schon beim Aufstieg zum Frauenkogel (K. 2070 m) mißt man unvermittelt eine B-Achse mit 360° (0°)/ 10° . Die Deutung dieses B-Achsenbogens ist dadurch gegeben, daß die ältere Plattengneistektonik stetig in den jüngeren O—W-B-Achsenplan passiv hereingezogen wurde, bis sie im Speiksattel völlig überwältigt und durchbewegt worden ist. Im Gegensatz hierzu steht der sprunghafte Übergang zur Plattengneistektonik im Hangenden. Diese gegensätzliche Tektonik scheint mit anderen Gründen Kieslinger (29, IX) bewegen zu haben, von einer Gipfel-„Deckscholle“ zu sprechen. Wird also hier ein älterer N—S-B-Achsenplan über NW—SO zu einem WNW—OSO-Bauplan umgebogen, so hat man bei der Wolfsberger Tektonik genau das Gegenteil sehen können. Das ist auch der Unterschied von Plattengneistektonik und Wolfsberger Tektonik in Beziehung auf den kataklastischen O—W-B-Achsenplan.

Für eine genaue Altersdeutung dieses O—W-B-Achsenplanes sind wiederum in der Koralpe keine datierbaren Sedimentgesteine vorhanden, so daß man auf die Deutung Kieslingers (29, IX) als vorgosauisch, alpidisch angewiesen ist. Dieser Deutung kann man auch deshalb folgen, da die Wolfsberger Tektonik als nachgosauisch, ja posteoän bezeichnet wurde, wie es aus den Verhältnissen am W-Rand der Saualpe hervorgeht. Von dieser Auffassung weichen die Studien Solyoms (45 a) diametral ab. Vielleicht können Untersuchungen in der Griffener Trias nähere Aufklärung

hierüber bringen, denn vom Krappfeld gegen SO scheinen die alpinen Bewegungen wieder stärker aufzuleben. Eine Angliederung an den variszischen Zyklus würde zwar zeitlich die tektonischen Vorgänge um eine Größenordnung verlegen, aber an der tektonischen Folge nichts ändern; jedoch erachte ich sie derzeit für unwahrscheinlich.

Die Stellung der kataklastischen O—W-B-Achsen zu den gleichgerichteten kristalloblastischen B-Achsen ist im Flächengefüge erkennbar und innerhalb der Großfalte aber nicht genau erkennbar gewesen. Zirka 1 km südlich Raderwirt, nördlich St. Gertraud a. d. Lavant, besteht ein alter Marmorsteinbruch, in dem eine feinnadelige Tremolitlage bei horizontaler Lagerung eine Regelung der Tremolitnadeln (=B-Achse) mit $105^{\circ}/0^{\circ}$ aufweist, die von einer Wellung mit $90^{\circ}/0^{\circ}$ überholt wird. So dürfte es auch im allgemeinen der Fall sein, daß im N-Schenkel der Wolfsberger Antiklinale und im weiteren Verlauf der Waldenstein—Packer Mulde die kataklastischen B-Achsen von der alten Faltungsrichtung mit 285° in die O—W- bis ONO-Richtung abweichen.

Die Plattengneistektonik

Wurden im vorhergehenden Teil die Beziehungen der Plattengneistektonik zum jüngeren O—W-B-Achsenplan klargestellt, so soll das Wesen und die Bedeutung dieses, die Koralpe durch seine ausgedehnte Verbreitung beherrschenden Bauplanes geschildert und nach Herausnahme der jüngeren tektonischen Phasen klargemacht werden. Abb. 2a und b.

Nimmt man ans dem Bau der Koralpe die passive Biegegleitung, hervorgerufen durch den kataklastischen O—W-B-Achsenplan, heraus und betrachtet so die Plattengneistektonik auf einer ausgeglätteten Ebene, so bleiben nur noch die Streichrichtungen der Plattengneistektonik über, da damit das Einfallen der B-Achsen beseitigt wurde (Abb. 2a und b). Die Großfalte ist verschwunden, sowie die Synklinale im S. Wir haben auch keinen nord- oder südfallenden Teil mehr, das merkwürdige, umlaufende Streichen im W des Koralpenblockes ist verlorengegangen. Ob überhaupt noch eine Wolfsberger Serie auftauchen kann, ist geradezu unwahrscheinlich geworden. Der Südteil der ehemaligen Antiklinale zeigt noch immer die mehrfache, parallele Reihung der SO streichenden Marmorzüge; im N bleiben dagegen die O—W streichenden Gesteinszüge bestehen. So ähnlich müßte das Bild der Gesteinsserie nach dem Herausnehmen der passiven Biegegleitung aussehen. Die B—Achsen des Plattengneises (Tafel XVII, Fig. 1 und Abb. 2 h, S. 147) würden im S 155° — 160° streichen bei horizontaler Lage wie bisher; nördlich des Westteiles des Blattes Unterdrauburg (31) würden die B-Achsen von 115° bis 145° stets in Bögen gleitend übergehend, sich über einen Bereich verfolgen lassen, der dem breiten Bogen des umlaufenden Streichens des Westteiles der Koralpe entspricht. Der Speikkamm zeigt denselben Bogen, nur im W stärker in die N—S-Richtung gedreht. Der Hühnerstützenkamm zeigt im Norden NO-B-Achsen, in der Mitte N—S-B-Achsen, gegen SO zur K. 1858 m 160° B-Achsen, die gegen das Wolscheneck bis 145° — 140° Streichungsrichtung umbiegen. Weiter gegen N findet man in der Zentralen Serie vereinzelt Quarzgefüge mit \pm N—S streichender Regelung, das von einem Glimmergefüge mit 105° (285°) Streichungsrichtung quert wird (Brandhöhe, N Brandgraben). Bei der Reihalmhütte treten

wieder NW—SO-B-Achsen auf. Von der Weineben zur Handalm findet man 10—15° streichende B-Achsen. Alle diese B-Achsen sind kataklastisch (Beck 10). Die \pm N—S streichenden B-Achsen ohne doppelte Regelung treten vor allem in den feldspatreichen Plattengneisen s. s. auf, während sich die \pm NW—SO-B-Achsen in der quarzreichen Zentralen Serie vor allem finden lassen und gegen W fast his an den Tertiärabbruch bei St. Ulrich

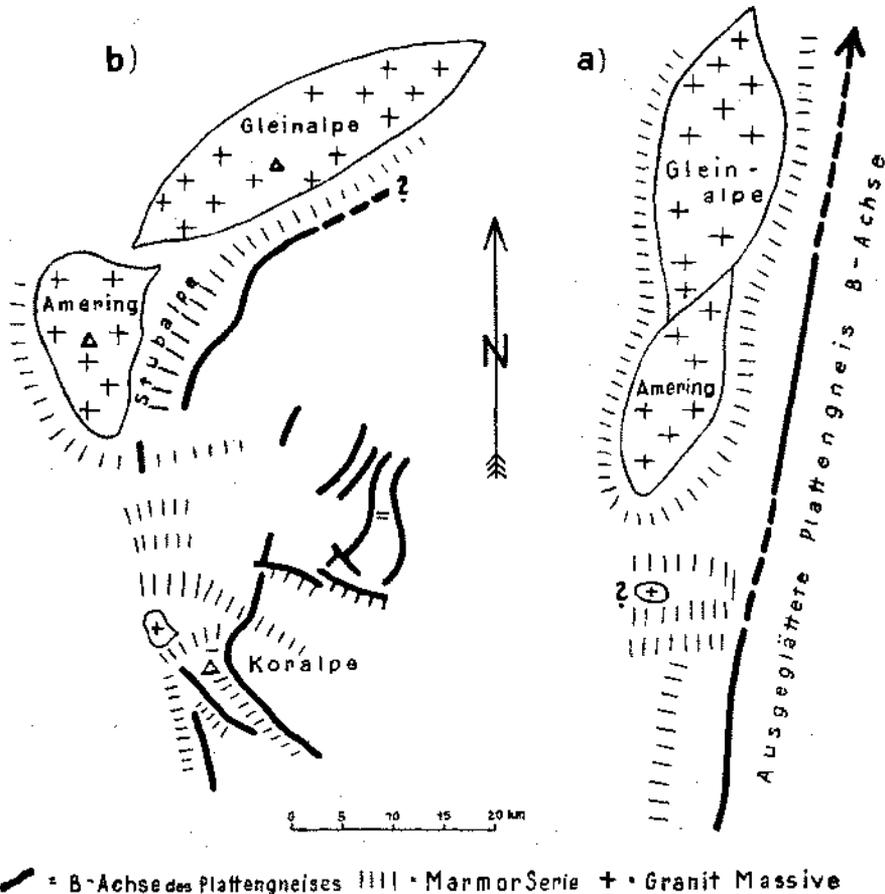


Abb. 2a und b. Heutiger Verlauf der Plattengneis B-Achsen

reichen. Im Bereich der beiden Marmorserien des Gipfelgebietes der Koralpe ändern sich die Streichrichtungen des Liegenden zum Hangenden Gesteinspaket oft sprungartig, wie oben ausgeführt wurde. Die B-Achsen des Plattengneises wurden vor allem an dem Quarzfeldspatgefüge gemessen, die anderen besonders im Glimmergefüge. Es zeigten sich mit den tektonischen Differenzen zugleich auch petrographische Unterschiede an. Die Plattengneistextur zeigt, daß alle Minerale zerrieben und zu einer Platte ausgewalzt sind. Faltung gibt es nur vom Meterbereich aufwärts, und das ist selten zu beobachten (500 m NO K. 2071 m, W K. 2010 m), vor allem

in der Marmorserie im Liegenden des Plattengneises. Die Vergenz der Falten weist auf eine gegen W gerichtete Bewegung hin. Die B-Achsen in den Gesteinen der Zentralen Serie (Beck 13) befinden sich auch hier in einem kataklastischen Gestein. Die Scherfältelung der Quarz-Glimmerlagen findet im Zentimeter- bis Dezimeterbereich statt, ohne daß ein eindeutiger Relativsinn daraus zu entnehmen wäre. Diese Art der Durchbewegung spricht für eine Einengung, wie sie Kieslinger (29, IX) als Verengungszone durch die tektonische Wiederholung der Marmorserien am Abhang gegen das Lavanttal bereits erkannte (Tafel XVII, Fig. 1). Auch diese Einengungszone wird in gleicher Weise so wie der Speikkamm gegen SO immer mehr in den O—W-B-Achsenplan hereingezogen, ohne daß sie jedoch von diesem überwältigt wurde, wie im Speiksattel. Gegen die Lavanttaler Störungszone im W gerät dieser Bauplan mit gegen SO geneigten B-Achsen nach und nach stärker in den diaphthorischen O—W-Bauplan hinein, der ihn überwältigt. Von der oben erwähnten Wolfsstegstörung wird dieser Plan in spitzem Winkel geschnitten. Zum Flächengefüge zeigt der SO-Bauplan ähnliche Beziehungen wie der Plattengneis zur Großfalte: Die B-Achsen weisen einen großen Winkel ξ auf. Aus allen diesen Ausführungen ergibt sich, daß die Annahme Kieslingers von gegen SW flach überschobenen Keilen der Marmorserie (siehe Profilerie Koralpe IX, Lit. 29) vollkommen zu Recht besteht. Demnach hat man auch bei der Plattengneistektonik zwei Bereiche zu unterscheiden: Die freie Gleitung, die in den Plattengneisen s. s. entwickelt ist und der Einengungsbereich in der Zentralen Serie. Hier bestehen außerdem noch Unterschiede in der Streichrichtung der B-Achsen, so daß hier ein \pm NW—SO-B-Achsenplan, dort ein \pm N—S-B-Achsenplan für jeden Bereich spezifisch entwickelt ist. Der Übergang zu den beiden Bauplänen ist zwischen den beiden Marmorserien, der Gipfelerie Kieslingers, die Closs (15) untersuchte, und der Marmorserie O des Steinschneiders verwirklicht. Von Am Sprung gegen S drehen sich die B-Achsen von NW—SO bis 500 m südöstlich Steinschneider fast in die N—S-Richtung ein, ohne daß sich ein typischer Plattengneis bildet, um, wie oben beschrieben wurde, weiter gegen SO in den O—W-Bauplan hereingezogen zu werden. Im N dieser umlaufenden Synklinale greifen die N—S-B-Achsen stellenweise in die Zentrale Serie ein (NO Am Sprung, Brandhöhe); im SO, wo beide Marmorserien langsam verschwinden und ihre Fortsetzung als Schwächezone nur noch morphologisch in den Einsattelungen nördlich des Hirschkogel und des Rabofen erschlossen werden kann, gehen die NW—SO-B-Achsen in die echten Plattengneise im O hinein.

Der Wechsel in der Tektonik der Zentralen Serie zu der des Plattengneises zeigt auffallende Ähnlichkeit mit dem petrographischen Gesteinswechsel, wobei weniger qualitative, als quantitative Unterschiede in dem Mineralbestand in Zusammenhang mit der Stärke der Kataklase das Wesentliche der Änderung ausmachen, wie es Angel (4) und Beck (8) bereits angenommen haben. Von W gegen O kommt man von den typischen venitischen Glimmerschiefern bei Reideben in venitische Gneise (den Injektions-Glimmerschiefern und -Gneisen Kieslingers entsprechend) mit grobschuppigem Biotit und Muskowit sowie \pm knolligen Quarzfeldspatlagen in feinkörnigere, feldspatarme, quarzreiche Schiefer mit wenig Muskowit, die immer massiger werden und manchmal gewundene Quarzschwielen enthalten. Vom Maderkogel gegen SO zeigen diese Gesteine die oben be-

schriebene kataklastische Scherfältelung; reißen diese Faltschenkel durch, so entstehen plattige Quarzite, Glimmer- oder Gneisquarzite, wie man sie auf dem Speikkamm antrifft. Im Liegenden der Marmorserie, westlich des Speikkammes, befindet sich das Hauptverbreitungsgebiet der unregelmäßig auf den s-Flächen aufblühenden Disthenwülste (Paramorphosen von Disthen nach Andalusit, immer?), die in feldspatarmen \pm plattigen Biotit-Granatglimmerschiefern auftreten. Im Liegenden der Gipfelserie fehlen sie (bis auf zwei Stellen: südlich Am Sprung, sehr klein; nördlich der Bodenhütte) oder treten nur in den Quarzsalbändern der Pegmatite oder Quarzgängen typisch auf, wie dies auf weite Erstreckung von Czermak (16) durch die ganze Koralpe verfolgt wurde. Im Plattengneis findet man diese Paramorphosen von Disthen nach Andalusit nur vereinzelt [östlich der Strasser Alm auf der Karte (Tafel XVII) „Di“ und a. a. O., siehe Beck (8), Karte] in Putzen oder einzeln, wo sie von der durch die Plattengneistektonik zerriebenen Mineralen umflossen werden. Je weiter man von der Gipfelserie ins Hangende schreitet, desto feldspatreichere Plattengneise trifft man an, bis man noch höher im Stockwerk bei abklingender Tektonik wieder die grobglimmerigen, struppigen (Kieslinger, 29, VIII) venitischen Glimmergneise erreicht. Der selektive, metamorphe Prozeß, den man durchwandert hat, hängt vermutlich mit der Plattengneistektonik zusammen, dennoch ist diese in allen bisher bekannten Dünnschliffen stets als eine kataklastische Durchbewegung zu erkennen gewesen. Vielleicht liegt die Erklärung darin, daß die Plattengneistektonik von einem kristalloblastischen Saigerungsprozeß einer syntektonischen, venitischen Metamorphose (Beck 12) ausgehend, in gleicher Richtung aber kataklastisch weiterwirkte und die Kristalloblastese zerstörend überall überholte? Diese Kataklaste mit N—S-B-Achsenplan reichte also weiter in das Koralpenkristallin hinein als die vorhergehenden, syntektonischen, kristalloblastischen Vorgänge, denen sie anzuschließen ist.

Geht man zurück zu dem Bild (Abb. 2 a und b), das uns die Streichrichtungen der Plattengneistektonik vermittelt, so ist aus dem bisher Ausgeführten klar, daß nicht nur das Einfallen der Plattengneis-B-Achsen gestellt wurde, sondern auch Streichrichtungen weitgehendst aus ihrer ehemaligen Richtung durch die S—N-Einengung abgelenkt wurden. Daß dies der Fall ist, ermittelt noch deutlicher die Vorstellung der Senkrechten auf die B-Achsen, die die Bewegungsrichtungen darstellen. Diese müßten bald gegen SW im S, gegen NW im N, aber auch bald gegen N oder S im Freiländer Fenster gerichtet gewesen sein, ohne daß man hiedurch ein geuetisch einheitlich deutbares Bild, wie bei der Wolfsberger Tektonik, erhält. Daß hier wieder der einengende O—W-B-Achsenplan als störendes Element auftritt, vermittelt diese Vorstellung am besten. Genau das gleiche Bild zeigt das Streichen der Koralpengesteine auf dem Blatt Unterdrauburg (Kieslinger 31), das von N—S im W in fast O—W im O übergeht. Das Westende der Brettsteinserie weist in bezug auf die phyllonitischen Ennstaler Pphyllite (Wieseneder 48) im N große Ähnlichkeit auf: Im W des Hohenwart treten N—S-B-Achsen auf, die auf dem Kamm südlich der Planerhütte in NO—SW streichende übergeben, um nördlich des Hohenstein, nördlich der Planerhütte, in die jüngeren O—W-B-Achsen überzugehen oder von ihnen abgeschnitten zu werden. Auch in der Saualpe tritt gelegentlich eine ältere N—S-B-Achse mit großem Winkel ξ auf, doch bildet sich kein eigenes tek-

tonisches Plattengneisniveau, wie in der Koralpe aus. A. Pilger (38) weist in der Umgebung von Friesach auf Spuren einer solchen B-Achse hin, die aber Sólyom (45a) mit posttriadischen, alpinen Bewegungen in Zusammenhang bringt. Beck (8, 10) fand solche schwer deutbare Erscheinungen in einer zonaren Reihung der B-Achsenrichtungen im Stainzer- und Gamser Plattengneiskomplex. Um jedoch das Ausgangsbild der Streichungsrichtung der Plattengneistektonik im typischen Plattengneis mit freier Gleitung zu erhalten, so müssen alle diese Verbiegungen durch den O—W-B-Achsenplan entfernt werden (Abb. 2 a und b).

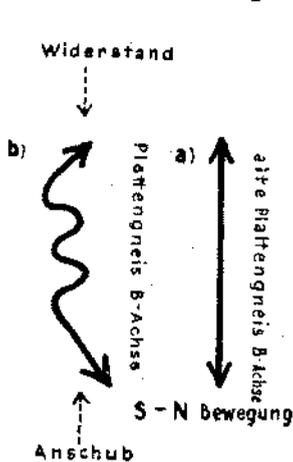


Abb. 3 a und b.
Schematische Beziehung
der Plattengneistektonik zur
S—N-Bewegung

Nach der Herausnahme dieser jüngeren tektonischen Phasen erhält man, wie Abb. 3 a und b schematisch darstellt, aus einem verquetschten und gefalteten Stab einen gestreckten Pfeil von fast 60 km Länge. Senkrecht auf diesen B-Achsenpfeil muß eine Durchbewegung die Gesteine horizontal gleitend bewegt haben, so daß daraus ein einige hundert Meter mächtiges Mylonit, „brett“ entstand. Eine solche Durchbewegung kann sich mit jeder alpinen Deckenbewegung messen! (Abb. 3 a und b.)

Betrachtet man dieses Ergebnis als Ausgangspunkt der Plattengneistektonik: Die Sigmoide der Stubalpe ist verschwunden und das Auftauchen einer Wolfsberger Serie scheint unwahrscheinlich. Die Waldensteiner Mulde besteht mit den ost-westlich streichenden Marmorzügen bereits, doch entspricht sie, gegen W in verstärktem Ausmaße eher einer Antiklinale der Marmorserie unter der Eklogitserie, wie dies E. Haberfelner (22) für die

Hüttenberger Gegend annimmt. In diesem Streifen scheint die Plattengneistektonik relativ schwächer gewirkt zu haben, oder direkt unterbrochen gewesen zu sein. Aber auch die Aufwölbungen der Gleinalpe und des Amering haben damals vielleicht noch gar nicht bestanden, und falls sie stattfanden, so reihten sie sich in N—S-Richtung aneinander (Abb. 2 a), da die heutige NO-Richtung auf die Einwirkung des O—W-B-Achsenplanes zurückzuführen ist. Die Marmorserie (Almhausserie, Heritsch 25, 26) strich nordsüdlich im Liegenden des Plattengneises, so, wie sie diese Lage auch in der Koralpe zu dieser Zeit nach der Rekonstruktion einnehmen mußte, worauf Schwinner (45) hinwies.

Dieser B-Achsenpfeil und die Lagekonstruktion der übrigen Gesteinszüge weisen nach N, ohne durch die alpin-karpathische Abbeugung nach NO abgelenkt zu sein, die ja durch den vorgosauischen, alpinen Bauplan erst entstanden ist, durch die Kalkalpen, Flysch und Molassezone in die N—S gestreckte moravische Überschiebung hinein. D. h. nicht, daß man in der Plattengneistektonik eine südliche Fortsetzung der moravischen Überschiebung vor sich haben muß, denn die Gesteine des ostalpinen Kristallins weichen bedeutend von denen der moravisch-moldanubischen Zone ab und der Relativsinn der Bewegung in der Plattengneistektonik ist genau entgegengesetzt.

Die zeitliche Einordnung der Plattengneistektonik ist relativ, als älter als der vorgosauische O—W-B-Achsenplan, bereits gegeben. Das Ausmaß der Bewegung und ihre weitgehende Verbreitung lassen diese Tektonik nicht einer kleinen mesozoischen Phase zuordnen. Somit wird nur ein variszisches Alter für die Plattengneistektonik in Frage kommen. In den Westalpen sind in letzter Zeit voralpine variszische Bewegungen (Oulianoff 36) bekanntgeworden, die im spitzen Winkel durch mehr N—S gerichtete Faltenachsen vom jüngeren alpinen Bauplan abweichen und sich in gleicher Weise quer durch die westalpinen Decken verfolgen lassen wie die Plattengneistektonik durch die Regelung der O—W-B-Achsen hindurch. Irgendwelche genauere Untersuchungen, die eine altersmäßige Deutung der Plattengneistektonik zulassen würden, in dieser Hinsicht, sind aus dem Grazer Paläozoikum derzeit noch nicht bekannt. Somit sind keine genauere Angaben über das Alter der gebirgsbildenden Phase anzugeben. Bemerkenswert ist, daß bereits die variszische Tektonik hienach zum Großteil kataklastisch das kristalloblastische Gefüge zerstörte. Die Art des angenommenen Überganges vom Parakristallinen zum Postkristallinen würde Ähnlichkeiten mit dem Vorgang aufweisen, den F. E. Suess (47) als hypokinematische Regionalmetamorphose bezeichnete.

Die Einheitlichkeit des Plattengneises als tektonischer Horizont und die dadurch gegebene Möglichkeit, jede seiner Verstellungen durch die einengende Wirkung des O—W-B-Achsenplanes genau zu erkennen, wird uns in die Lage versetzen, aus der Abrollung der Plattengneis-B-Achse in bezug auf den passiven Faltungsbau einen berechenbaren Minimalwert für die Wirkung der Einengung im betroffenen Teil des ostalpinen Kristallins durch die S → N-Bewegung zu gewinnen.

So eindeutig die Beziehungen der Plattengneistektonik zum jüngeren O—W-B-Achsenplan sind, so unklar sind diese zum kristalloblastischen Glimmergefüge mit O—W-B-Achsen. Auch dort, wo beide Pläne scharf einander gegenüber treten (bei der Wildbachalpe), zeigt sich kein bedeutender Unterschied im Flächengefüge. Der Faltenwurf der Zone mit altem Glimmergefüge ist enger und viel lebhafter als im Gebiete der Plattengneiskomplexe, die gleichmäßig auf große Flächen fladenartig gelagert sind. Nur im SW des Schneidergrabens zieht sich eine N—S-Störungszone über die Strasser Halt nach SO, wodurch der Marmorzug des Fraßgrabens gegen SO umgebogen und zerteilt wird. — Die Ähnlichkeit mit der Gestalt des Kalkzuges des Hüttenberger Erzberges ist auffallend. — Diesen Störungsstreifen kann man am ehesten mit der ausklingenden Plattengneistektonik in Zusammenhang bringen, da im S, in den N-Hängen des Brandgrabens, typische N—S-B-Achsen im Quarzgefüge mit einem Winkel ξ von fast 90° auftreten, die von flach ostfallenden B-Achsen des Glimmergefüges geschnitten werden. Im Dünnschliff erwiesen sich die Glimmer-Granatlagen vor allem als stark kataklastisch zerstoßen. Das Quarzgefüge ist ein einheitliches Pflaster ohne undulöse Auslöschung. Diese Störung besitzt keine Fortsetzung gegen S und hat auch den Nordrahmen der Großfalte nicht mehr beeinflußt. Jedenfalls ist keine Verstellung, Umfaltung oder andere Beziehung zwischen dem kristalloblastischen B-Achsenplan und der Plattengneistektonik bekannt, aus der man eine bestimmte Altersbeziehung im Flächen- und Achsengefüge konstruieren könnte. Allein aus der Tatsache herans, daß es sich um eine kristalloblastisch abgebildete B-Achse handelt,

ergibt sich einstweilen die Annahme, daß es sich um einen älteren B-Achsenplan handelt, als bei den folgenden, kataklastischen bis diaphthoritischen Bauplänen, die bereits besprochen wurden.

Der kristalloblastische O—W-B-Achsenplan

Trotz aller jüngerer, tektonischer Beeinflussung mit ihren mannigfaltigen Verstellungen aller älteren Gefüge leuchtet stets da und dort dieser ältere Bauplan durch. Besonders in der sogenannten Zentralen Serie erscheinen sehr häufig Gesteine, die keine Kataklaste im Dünnschliff aufweisen und zirka 105° — 115° streichende B-Achsen makroskopisch (z. B. der Granatamphibolit des Burgstalofens) aufweisen. Zum Flächengefüge zeigen sie immer einen bedeutenden Winkel ξ in der zentralen Serie, was ihr höheres Alter gegenüber der Großfalte erweist. Ob der kristalloblastische O—W-B-Achsenplan auch in der Wolfsberger Serie auftritt, ist zu erwarten, jedoch derzeit noch nicht ganz erwiesen. Im N des Nordschenkels der Großfalte ist diese B-Achse vorherrschend und zeigt die alte Anlage der Waldensteiner Mulde. In den Hüttenberger Erzrevieren hat Quiring (39) diese alte kristalloblastische Tektonik genau verfolgt und als Umwandlung älterer Überschiebungsbahnen zu Glimmerschiefer gedeutet. Diese „Glimmerüberschiebungen“ sind also nichts anderes als der alte B-Achsenbauplan, der posttektonisch kristallin abgebildet wurde; daher stehen auch die „Überkipnungen“ der Marmore von Hüttenberg nach N mit ihnen in Beziehung. Wenn man das allgemeine Streichen im Unteren Knappenberger Revier mit Streichen 116° , Fallen nach S 36° nach Quiring annimmt und das Streichen der Glimmerüberschiebungen mit 108° und Fallen gegen S 48° (Quiring), so kann man in gleicher Weise verfahren wie bei den „Lettenüberschiebungen“. Bringt man auf dem Schmidtschen Netz die beiden Großkreise zum Schnitt, so erhält man ein β (Sander) von $282^{\circ}/10^{\circ}$. Diese B-Achsen-Richtung stimmt mit dem Durchschnittswert des alten Glimmergefüges nach Beck (11) von 285° ($105^{\circ}/5^{\circ}$)— 15° auffallend gut überein. Im ganzen Raum der Waldensteiner Mulde bis über die Pack kann man diese B-Achse vorherrschend nachweisen. Auf dem Zirbitzkogel, bei Judenburg, östlich St. Johann am Tauern, immer wieder findet man ein Glimmergefüge mit O—W streichenden B-Achsen, bald gegen W, bald gegen O geneigt, doch die Neigung gegen W, scheint zu überwiegen. Das höhere Alter gegenüber dem kataklastischen O—W-B-Achsenplan hat bereits Quiring erkannt und wurde hier bei letzterem Bauplan (siehe S. 141) erörtert. Ebenso wurden die unklaren Beziehungen zu der Plattengneistektonik bereits erwähnt. Ob die Überschiebung der Eklogitserie auf die Marmorserie nach E. Haberkfelner (22) hierher zu stellen sei, ist fraglich; die Lage der Eklogitserie, stets im Hangenden der Marmorserie, ist jedenfalls vor der venitischen Kristallisation zustande gekommen, da diese Kristallisation beide Serien ergriffen hat und die Eklogit-Amphibolite der Koralmfazies (Angel 4) nur im Bereich der venitischen Metamorphose vorkommen. A. Pilger (38) und F. Sólyom (45a) wollen einen gegen S gerichteten Relativsinn in den Faltenachsen der Friesacher Umgebung erkennen. Ein gewisses, steileres Einfallen der Achsenebenen in der Waldensteiner Mulde (Tafel XVIII, Fig. 8) gegen N ist öfters zu erkennen, ohne daß hierans bereits eine gegen S

gerichtete Bewegung abzuleiten wäre. Eine genaue Altersdeutung dieses Bewegungsplanes ist noch verfrüht; da jedoch für die Brettsteinmarmore nach Schwinner (45) kambrisches Alter vermutet wird, käme nur paläozoisches Alter für die Tektonik und die Metamorphosen in Frage, wobei noch immer zur Frage steht, ob nicht noch bedeutend jüngeres Paläozoikum (Schöckelkalke nach Mohr [35]) in diese Vorgänge einbezogen wurde. Der Bau des Althofener Paläozoikums soll nach Sólyom (45 a)²) mit seiner phyllitischen und kristallinen Unterlage gleichzeitig tektonisch gebildet worden sein und eine von N gegen S abklingende Metamorphose besitzen. Die einheitlich O—W streichenden B-Achsen im Kristallin finden sich auch im Schuppenbau des Althofener Paläozoikums wieder, das posttriadisch erst in N—S streichende Schuppen teilweise umgestellt worden sein soll. Daher nimmt Sólyom für die Tektonik und Metamorphose vom Kristallin der Bretsteinserie bis ins Unterkarbon einen einheitlichen variszischen Bauplan an. Ob eine solche weitgehende Homogenität zurecht besteht, erscheint mir nach den Kenntnissen des Sau- und Koralpenkristallins unsicher. Dem generellen Auftreten der O—W-B-Achsen in diesem großen Raum wird am ehesten der alte, kristalloblastische O—W-B-Achsenplan gerecht, besonders deshalb, weil Sólyom nachweisen konnte, daß in diesem Gebiet keine Diaphthorite des Altkristallins (Beck 6) vorkommen, sondern ganz allgemein ein Abklingen der Metamorphose gegen die hangenden Schichtglieder zu stattfindet.

Inwieweit diaphthoritische B-Achsen vor der venitischen Metamorphose vorhanden waren, konnte nach dieser Art der Aufgliederung der Tektonik des Koralpenkristallins nicht berücksichtigt werden.

Zusammenfassung

Der älteste Bauplan wird durch eine im Durchschnitt 105° (285°) streichende B-Achse, im Glimmergefüge meßbar, der besonders im N des Wolfsherger Fensters vertreten ist. Sein Alter ist paläozoisch und älter. Hier sind die spärlichen pegmatitischen Vererzungen anzuschließen (z. B. Lamprechtsherg, Friedrich 20).

Ihm folgt die Plattengneistektonik, die ehemals eine etwa $N 10^\circ O$ (10°) streichende B-Achse besaß und in den Plattengneisen (kataklastischen, venitischen Augengneisen) ein tektonisches Niveau ausbildet, das sozusagen das Rückgrat der Koralpe bildet. Sie zerfällt in zwei tektonische Stockwerke: eines mit freier Gleitung oben und eines mit mehr einengend wirkenden Scherfältelung unten. Metamorphe Prozesse sind mit dieser Tektonik in Zusammenhang, die jedoch von der Kataklase stets überholt wurden. Vielleicht stellt die Plattengneistektonik die erste Vorbedingung für die Lavantaler Störung dar? Vererzungen konnten nicht mit dieser Tektonik in Zusammenhang gebracht werden (außer Kohlbach? Canaval 13 b).

Der folgende Bauplan mit O—W streichenden kataklastisch bis diaphthoritischen B-Achsen war für die Ausgestaltung des Flächengefüges von ausschlaggebender Bedeutung. Im S herrschte Durchbewegung durch freie Gleitung gegen N (südliche Diaphthoritzone Kieslingers) vor; in der

²) Die Kenntnis der interessanten Arbeit verdanke ich dem freundlichen Entgegenkommen Dr. A. Pilgers, der mir auch die Verwendung dieser Arbeit dankenswerterweise überließ.

übrigen Koralpe wurden durch Einengung die Gesteine in Syn- und Antiklinalen gelegt, wobei bei Wolfsberg und beim Amering die höchsten Erhebungen der Antiklinalen lagen. In der Synklinale dazwischen fand der Niederschlag der Eisenerze statt. Die Plattengneistektonik wurde in verschiedener Weise umgeregelt:

1. Durchschnitten bis umgeschiefert (Fenster von Freiland);
2. passiv durch Biegegleitung aufgewölbt (Großfalte);
3. bogenförmig in die O—W-Richtung hereingezogen und zonar umgestellt;

4. verschuppt, mit Schuppen in alter und Schuppen in neuer Richtung. Hiedurch entstand aus der einheitlichen N—S-Richtung (10°) der Plattengneistektonik die Sigmoide, die im N nach NO in die karpathische Richtung und im S nach SO zu den Dinariden weist. Weiter gegen NO scheint die Plattengneistektonik von dem jüngeren O—W-B-Achsenplan überlagert zu sein, soweit aus den spärlichen B-Achsenmessungen von Robitsch (41) im Radegunder Kristallin zu entnehmen ist.

Die Wolfsberger Antiklinale wurde zur Wolfsberger Tektonik, da im Bereich der heutigen Lavanttaler Störung eine Dehnung der Achsen stattfand. Das Alter des O—W-Bewegungsplanes wurde mit Kieslinger als vorgosauisch, alpin angenommen. Die zuordenbaren Vererzungen entsprechen dem altalpinen Typus nach Petrascheck (37).

Die ihr folgende Wolfsberger Tektonik schließt sich viel enger an den vor-
ausgehenden O—W-B-Achsenplan an, wie etwa die vorhergehenden Bewegungspläne aneinander. Die Gleichaltrigkeit zweier senkrecht aufeinanderstehender Baupläne im Wolfsberger Fenster ist für die spätere jungtertiäre Tektonik innerhalb der Lavanttaler Störung von grundlegender Bedeutung, wie z. B. die Anlage des Fohnsdorfer Beckens beweist, aber auch in der St. Stefaner Kohlenmulde zwar nur schwach zu erkennen ist. Auf die Beziehungen zur karpathischen Richtung gegen NO beim vorhergehenden B-Achsenplan folgt hier mit einer beginnenden Knickungsüberschiebung ein Hinweis zu einem südalpinen Bewegungstyp. Auf diese Beziehungen in der Anlage der Kohlenbecken wies bereits Winkler (51) hin. Nach Abschluß dieser Arbeit (Ende 1949) erschien eine neue tektonische Studie in der Grauwackenzone von Metz (34 a), die abgesehen von bestimmten lokalen Eigenheiten (O—W-Blätter) eine auffallende Übereinstimmung mit der hier dargestellten Aufgliederung aufweist: B_1 oder B_1' scheint als älterer NW—SO-Bauplan meinem O—W-Achsenplan zu entsprechen, wobei auch von Metz auf die weite Verbreitung dieses Bauplanes hingewiesen wird. B_2 und B_3 als jüngere B-Achsen werden einer Großbewegungsphase zugeordnet, die jedenfalls B_1 folgte und auf die Ähnlichkeit und Beziehung zur Weyrer Tektonik hinweist. Das sind die gleichen Erscheinungsformen, wie sie gerade in dieser Studie behandelt werden. Die Folge B_3 (NNW), jünger als B_2 (NO), hängt mit der allgemeinen Vergenz, dem relativen Bewegungssinn der Tektonik, zusammen, der von W gegen O gerichtet sein soll, während im Wolfsberger Fenster die Bewegung \pm gegen W gerichtet ist.

Aus dem O—W-Bewegungsplan entwickelte sich als jüngere Phase die Wolfsberger Tektonik im Scheitelpunkt der Antiklinalen, der stets eine Schwächestelle innerhalb antiklinaler Faltenzüge als Dehnung darstellt. Zwei senkrecht aufeinanderstehende B-Achsenpläne führen zur Ausbildung

von drei verschiedenen Faltenbögen im Streichen, die sich durch ein einheitliches Bewegungsbild darstellen lassen. Es bildet die Wolfsberger Tektonik eine Einengung in der O—W-Richtung, wobei die Tendenz der Bewegung, soweit erkennbar, gegen W gerichtet ist, wie dies Ampferer als Weyrer Tektonik bezeichnet. Das Alter der Bewegung wurde nach den Verhältnissen am W-Rand der Saualpe als nachgosauisch, hzw. nacheoazän angenommen. Im Anschluß an diese Tektonik fand eine sulfidisch arsenidische Vererzung statt.

Nach der Anlage der Kohlenbecken durch lokales Einwölben in der ehemaligen Antiklinalzone entstand durch Faltung von Tertiär und Kristallin im Pannon eine durchlaufende Knickung der B-Achsen in der Antiklinale gegen W, auf die der Einbruch des Lavanttaler Beckens und die heutige Form der Lavanttaler Störungszone (30) folgte.

In der Weise zeigt das Wolfsberger Fenster inmitten des ostalpinen Koralkristallins mit seiner Umrahmung eine Scharung der wesentlichsten Züge alpinen, westkärpathischen und norddinarischen Bauplanes in eigenartiger Verquickung auf, daß gerade von hier aus der gordische Knoten des ostalpinen Kristallins einer Lösung am ehesten zugeführt werden kann. Dieser Kreuzungspunkt der drei verschiedenen Richtungen bedeutet aber auch, daß die gewaltige Masse des pannonischen Zwischengebirges in diesem Raum an der Lavanttaler Störungslinie ihr tektonisches Ende gefunden hat.

Literatur

1. Ampferer, O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 4. Forts. Jb. d. G. B. A. Wien 1930, S. 309—338.
2. Ampferer, O.: Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. Jb. d. G. B. A. Wien 1931, S. 237—304.
3. Angel, F.: Unser Erzberg. Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. Bd. 75, 1939, S. 227—321.
4. Angel, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jb. d. Univ. Graz 1940, S. 251—304.
5. Baumgärtl, B.: Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jb. d. G. R. A. Wien, 1902, S. 219—244.
6. Beck, H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg—Eberstein, 1:75.000 (5253). Verl. d. G. B. A. Wien 1931.
7. Beck-Mannagetta, P.: Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). Mitt. d. alp. geol. Ver. Bd. 34, 1941, S. 1—37.
8. Beck-Mannagetta, P.: Zur Tektonik des Stainzer- und Gamsner-Plattengneises in der Koralle (Steiermark). Jb. d. G. B. A. Wien 1945, S. 151—180.
9. Beck-Mannagetta, P.: Zur Genese der Mineralquellen im Raume der Lavanttaler Störungszone. Verh. d. G. B. A. Wien 1947, S. 195—199.
10. Beck-Mannagetta, P.: Beitrag zur Kartierung auf dem Blatte Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254). Verh. d. G. B. A. Wien 1947, S. 139 f.
11. Beck-Mannagetta, P.: Bau und Metamorphose der Koralle (vorl. Bericht). Anz. d. Öst. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. 1949, S. 13—16.
12. Beck-Mannagetta, P.: Die „wurzellose“ venitische Metamorphose des Koralkristallins. Anz. d. Öst. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. 1949, S. 10—12.
13. Beck-Mannagetta, P.: Aufnahmebericht über das Blatt Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254) für das Jahr 1947. Verh. d. G. B. A. Wien 1948, S. 36—42.
- 13 a. Beck-Mannagetta, P.: Schichtfolge und Tektonik des nnteren Lavanttales. Anz. d. Öst. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. 1950, S. 33—37.
- 13 b. Canaval, R.: Das Eisensteinvorkommen zu Kohlbach an der Stubalpe. Berg- u. Hütt. Jb. Bd. 52, 1904, S. 145—158.

14. Clar, E., u. Friedrich, O.: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Z. f. prakt. Geol. Bd. 41, 1933, S. 73—79.
15. Closs, A.: Das Kammgebiet der Koralpe. Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. Bd. 63, 1927, S. 119—130.
16. Czermak, F.: Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiet der Koralpe, Steiermark und Kärnten. Zbl. f. Min. etc., Abt. A 1938, S. 47—58.
17. Czermak, F., u. Schädler, J.: Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. Min. Petr. Mitt. Bd. 44, 1933, S. 1—67.
18. Exner, Ch.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jb. d. G. B. A. Wien 1948, S. 57—81.
19. Friedrich, O.: Die Siderit-Eisenglimmer-Lagerstätte von Waldenstein in Ostkärnten. Berg- u. Hütt. Jb. Bd. 77, 1929, S. 131—145.
20. Friedrich, O.: Eine alte, pegmatitische Erzlagerstätte der Ostalpen. N. Jb. f. Min. etc. BB. 65, Abt. A 1932, S. 479—508.
21. Fuchshöfer, M.: Verwandlung von Grammatit in Talk bei Gegenwart von Olivin. Min. Mitt. v. Tsch. Wien 1876, S. 65 f.
22. Haberfelner, E.: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. Z. f. Berg-Hütt. u. Sal. d. D. R. Berlin 1937, S. 217—238.
23. Haberfelner, H.: Die Eisenerzlagerstätten im Zuge Lölling—Hüttenberg—Friesach in Kärnten. Berg- u. Hütt. Jb. Bd. 70, 1923, S. 87—114, 117—126.
24. Heritsch, F.: Geologie von Steiermark. Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. Sd Bd. 57, 1921.
25. Heritsch, F., u. Czermak, F.: Geologie des Stubalpengebirges. Graz, U. Moser, 1923.
26. Heritsch, F.: Gliederung des Altkristallins der Stubalpe in Steiermark. N. Jb. f. Min. usw. BB. 51, 1925, S. 73—117.
27. Heritsch, F.: Das Erdbeben von Obdach-Reichenfels am 3. Oktober 1936. Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. Bd. 73, 1936, S. 33—37.
28. Kieslinger, A.: Aufnahmsbericht über den kristallinen Anteil von Blatt Unterdrauburg (5354) und Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254). Verh. d. G. B. A. Wien 1927, S. 41—44.
29. Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe. I, V, VI, VII, VIII, IX. Sb. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 1926—1928.
30. Kieslinger, A.: Die Lavantaler Störungszone. Jb. d. G. B. A. Wien 1928, S. 499—527.
31. Kieslinger, A.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg (5354), kristalliner Anteil. Verl. d. G. B. A. Wien 1929.
32. Lipold, M.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jb. d. G. R. A. Wien 1856, S. 332—352.
33. Lipold, M., u. Rolle, F.: Spezialkarte Deutschlandsberg—Wolfsberg (5254) 1:75.000, Manuskriptkarte, 1856.
34. Metz, K.: Eisen- und Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 70, 1948, S. 362—370.
- 34 a Metz, K.: Zur tektonischen Analyse der Umgebung der Mautener Talklagerstätte in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenm. Mon., Leoben. Jg. 95, 1950, S. 191—201.
35. Mohr, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 75, 1923, S. 114—133.
36. Oulianoff, N.: Les anciens massifs du Mont Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. Ec. Geol. Helv. Bd. 37, 1944, S. 31—36.
37. Petrascheck, W.: Die alpine Metallogenese. Jb. d. G. B. A. Wien 1945, S. 129—149.
38. Pilger, A.: Zur Gliederung der kristallinen Serien von Friesach in Kärnten. Ber. d. Rst. f. Bodenf. Wien 1942, S. 6—11.
39. Quiring, H.: Zur Tektonik des Kärntner Erzberges. Z. f. prakt. Geol. Bd. 37, 1929, S. 177—185, 202—205.

40. Rittler, W.: *Aufnahmebericht für 1938 über die im Sommer 1938 im Auftrag der Geologischen Landesanstalt Wien durchgeführten geologischen Aufnahmearbeiten.* Verh. d. G. B. A. Wien 1939, S. 66—71.
41. Robitsch, J.: *Das Radegunder Kristallin.* Mitt. d. Nat. Ver. f. Stmk. Bd. 77/78, 1947/48, S. 101—138.
42. v. Rosthorn, F., u. Canaval, I. L.: *Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten.* Jb. d. L. Mus. v. Kärnten Bd. 2, 1853, S. 113—176.
43. Sander, B.: *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* I. Teil. J. Springer, Wien—Innsbruck, 1948, S. 1—215.
44. Schwinner, R.: *Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpen.* Min. Petr. Mitt. Bd. 46, 1934, S. 56—72.
45. Schwinner, R.: *Die Zentralzone der Ostalpen.* (Schaffer: *Geologie von Österreich*, 2. Auflage.) F. Deuticke, Wien, 1951, S. 105—232.
- 45 a. Solyom, F.: *Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten.* Dissertation Berlin 1942, S. 1—58.
46. Stiny, J.: *Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen.* Verh. d. G. B. A. Wien 1931, S. 220—230.
47. Suess, F. E.: *Bausteine zu einem System der Tektogenese.* II. Teil Fortschr. d. Geol. Pal. Bd. XIII, H. 43, 1938, S. 88—230.
48. Wieseneder, H.: *Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern.* Min. Petr. Mitt. Bd. 50, 1939, S. 273—304.
49. Winkler-Hermaden, A.: *Versuch einer tektonischen Analyse des mitteleuropäischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken.* Verh. d. G. B. A. Wien 1913, S. 311—321.
50. Winkler-Hermaden, A.: *Dinariden und Alpen.* Compt. Rend. XIV. C. G. I. 1926, Madrid 1929 (Sep., S. 1—29).
51. Winkler-Hermaden, A.: *Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische und wirtschaftliche Bedeutung.* Z. d. D. Geol. Ges. Bd. 88, 1936, S. 357—379.

Geologische Karte der Wolfsberger Serie und ihrer Umrahmung

von P. Beck-Mannagetta

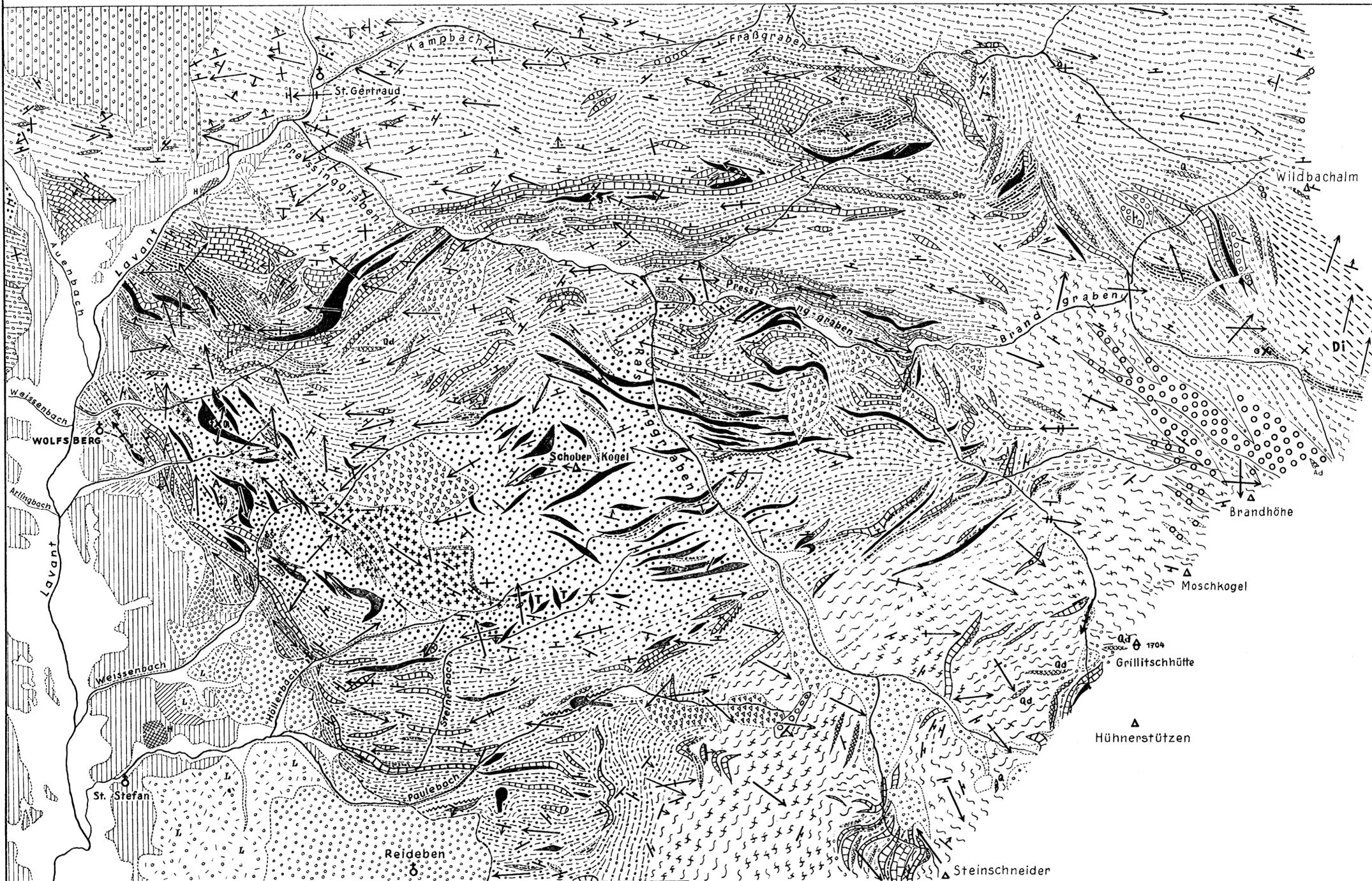
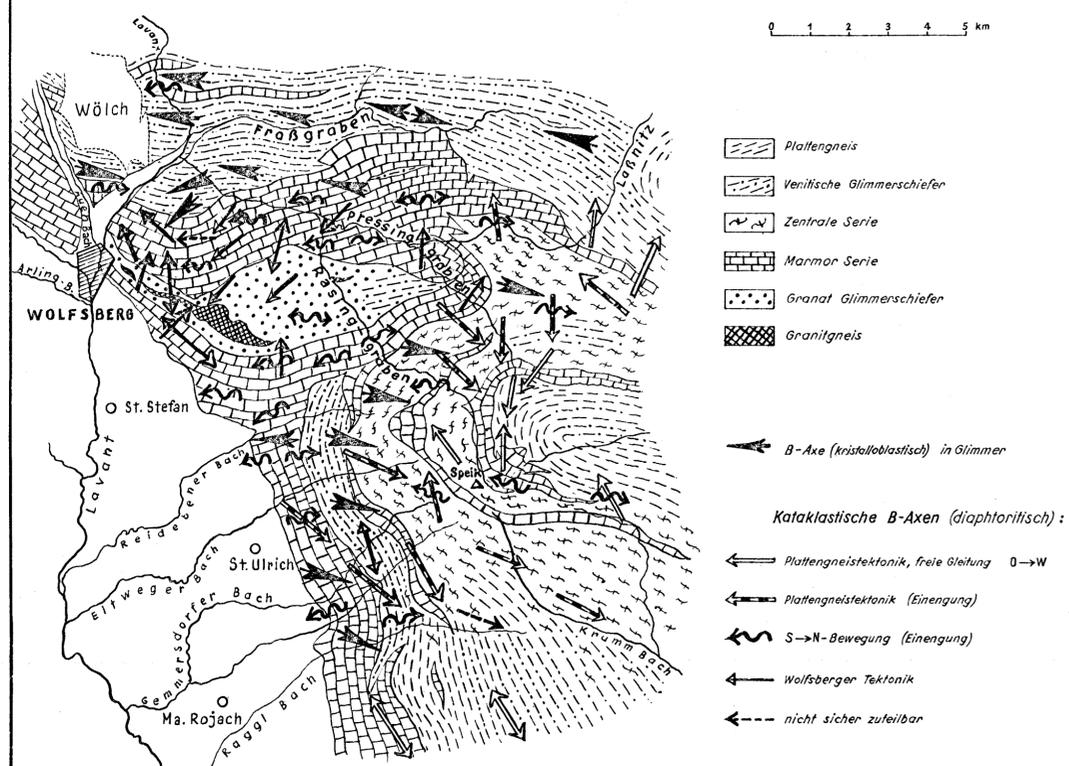


Fig. 1 Geologische Gliederung der westlichen Koralpe



0 250 500 750 1000 1250 1500 1750 2000 m

Halden	Schuttkegel	Aplit (Wolfsberger Serie)
Alluvium i. Allg.	Alluvium	Venitische Glimmerschiefer
Alluviale Terrassen	Diluviale Schotterplatten mit Lehm	Plattengneise
Moränen	Bergsturzmassen	Schiefer mit Disthenwülsten
Reidebener Schotter (altquartär)	Schotter der Wölch	Gneisquarzite etc.
Flözführende Serie	Marmore, Kalksilikatschiefer etc.	Serizit-(Glimmer) Quarzite i. Allg.
Eklogit Amphibolite	Amphibolite i. Allg.	Pegmatit-u. Aplit-(gneise) i. Allg. der venitischen Serie
Talkschiefer	Strahlstein-Granatschiefer	Diopsid-Aplit
Olivinführendes Karbonatgestein	Granat-Glimmerschiefer i. Allg.	Graphit-Pegmatit
Granat-Gneise	Granit-Gneise	Quarzgang
Granit-Gneise	Granit-Gneise	Quarzgang mit Paramorphosen von Disthen nach Andalusit

+ 0° + 0°-30° + 30°-60° + 60°-90° + 90°
 ← 0° ← 0°-25° ← 25°-50° ← 50°

● S Schwefelquelle
 Di Disthenlinsen im Plattengneise
 w w w Störungen (Mylonizonen)

Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 94. Band, 1949, 50, 51. — Österreichische Staatsdruckerei, 1066-51

Detailprofile durch die Wolfsberger Serie

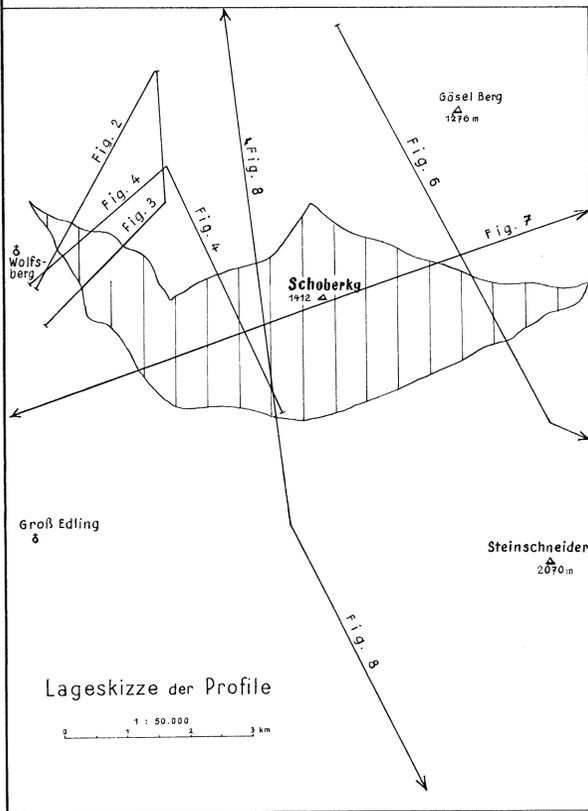


Fig. 2

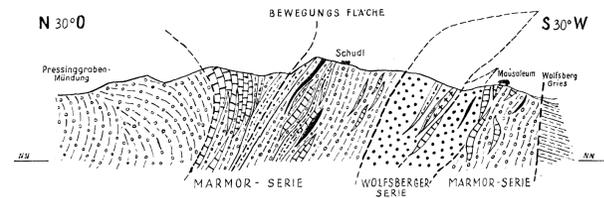


Fig. 4

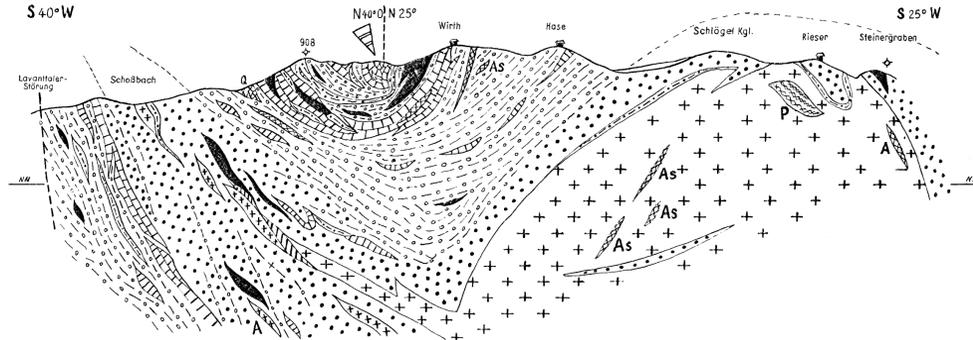


Fig. 3

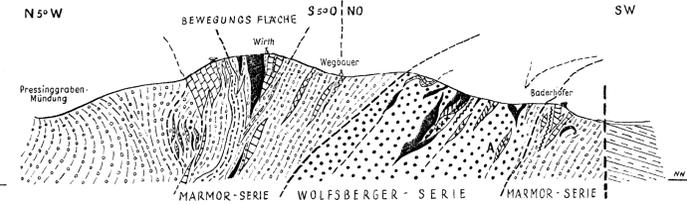
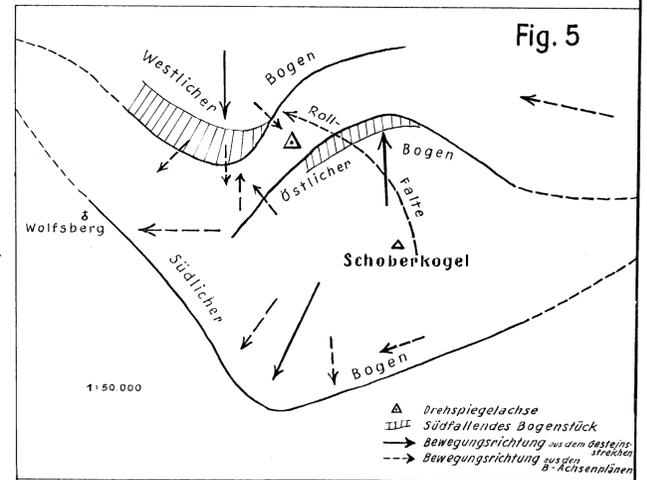
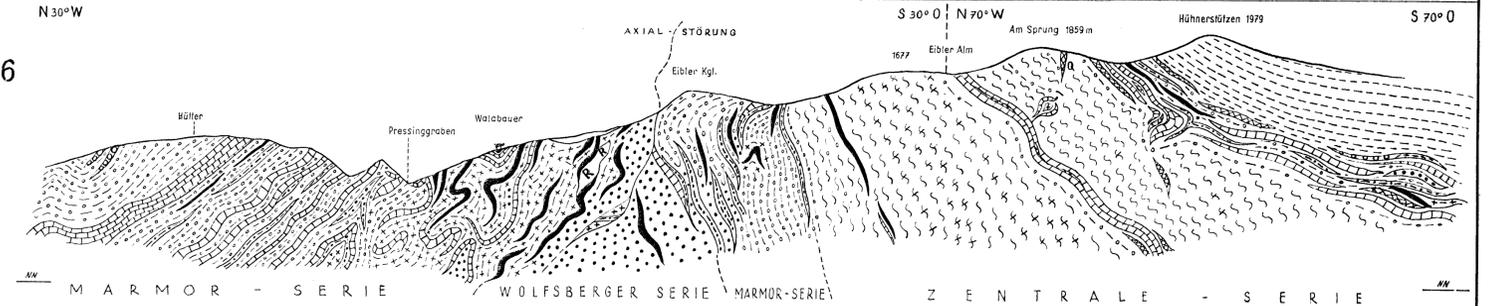


Fig. 6



- | | | | | | | |
|--|---|--|-----------------------------------|--|--|---------|
| +++ Wolfsberger Granitgneis (Augengneis) | Granatglimmerschiefer (± Staurolith) | Amphibolite | Marmore (Kalksilikate) | Ganggesteine (Pegmatitgneis, Quarzgang, Aplitgneis, Quarz mit Arsenkies) | Glimmerquarzite, Serizitquarzite (mylonitisch) | Quartär |
| --- Granatgneis | Venitische Glimmerschiefer | Eklogit-Amphibolite (Fig. 6) | Gneisquarzite der Zentralen Serie | Plattengneis (Fig. 6) | Mylonitzone (Fig. 3) | |
| RR Rappolt-Glimmerschiefer (Fig. 6) | Glimmer-Quarzite (mit Sandstein) (Fig. 4) | Olivinführender, Karbonatfels (Fig. 3) | Schiefer mit Disthenwülsten | Talk-Serizitschiefer (Fig. 3, 4) | Tertiär | |

Generalprofile durch die Koralpe

Fig. 7

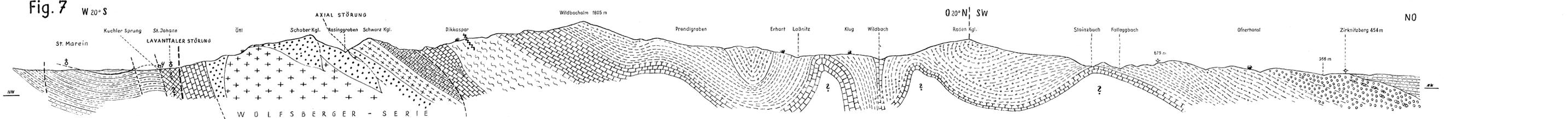
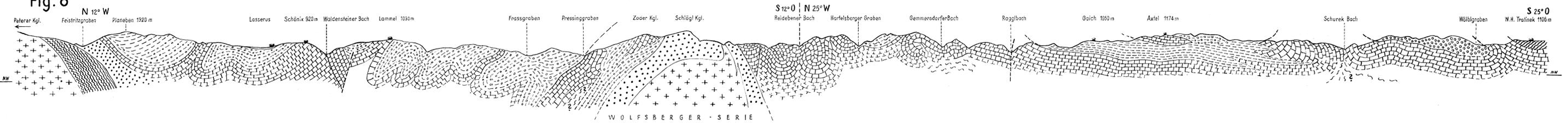


Fig. 8



- | | | | | | |
|--|-----------------------------|---|--|--------------------------------------|-----------------------------|
| +++ Granitgneise (Granodioritgneis des Amering, der Wolfsberger Serie und Augengneise) | Granat-Glimmerschiefer etc. | Venitische Glimmerschiefer u. Gneise l. Allg. | Plattengneis | Pegmatit (gneise) der Gradener Serie | Tonmergel |
| Amphibolite (Speikserie) der Stubalpe | Marmorserie etc. | Zentrale Serie | Granatglimmerschiefer (der Gradener Serie) und des Jankeckogel | Phyllite etc. | Kohlenflöz |
| --- Granatgneis | Marmor mit Granatgneis | | | | Sandstein, Sande "Schotter" |

Die Stellung der Haller Salzlagerstätte im Bau des Karwendelgebirges

(Eine tektonische Gefügeuntersuchung, 1. Teil)

Von Oskar Schmidegg

(Mit 2 Tafeln XIX, XX und 9 Textabbildungen)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Überblick über den Inhalt	160
I. Vorbemerkungen	160
Zur Methode der Gefügeuntersuchung	161
II. Das Kalkgebirge	162
Geologische Übersicht des Halltales	162
Zur Gesteinsfolge	163
1. Buntsandstein	164
2. Reichenhaller Schichten	164
3. Unterer Muschelkalk	165
4. Oberer Muschelkalk	165
5. Partnachkalke	166
6. Wettersteinkalk	166
7. Raibler Schichten	167
8. Gesteine der Zunterkopfscholle	168
Beschreibung der Tektonik mit den einzelnen Querverfaltungen	168
1. Wildangerscholle	168
2. Karteller-Scholle	169
3. Gleirsch — Bettelwurfgewölbe	170
a) Querverbiegung des Lavatscher	171
b) Querverbiegung der Speckkarspitze	174
c) Querverbiegung am Bettelwurfmassiv	175
4. Zunterkopfscholle	176
5. Brucherscheinungen und Klüfte	177
Gefügeanalyse einer Querverfaltung	179
III. Die Salzlagerstätte	181
Allgemeines	181
Gesteinsbestand und Schichtfolge. Tektonisches Verhalten	181
Zum tektonischen Gefüge im Haselgebirge	184

Diagramm der s-Flächen und β -Richtungen	185
Tektonisches Gefüge im Anhydrit	188
Tektonisches Gefüge der Lagerstätte	189
Jüngere Bewegungsflächen im Salzgebirge	192
Umgrenzung der Lagerstätte und Einbau in die Gebirgstektonik	192
Vermutliche Tiefenausdehnung der Lagerstätte	196
IV. Beziehungen zwischen dem tektonischen Gefüge der Lagerstätte und der Tektonik des Wettersteinkalkes.....	198
V. Übersicht und Versuch einer Synthese	198
Schlußbemerkungen	201
Anhang: Ein Vorkommen von Tertiär im Gebiet des Halltales	202
Bemerkungen zu den Abbildungen	202
Verwendetes Schrifttum	204

Überblick über den Inhalt

Im Wettersteinkalk des Halltales wurde in einer der von Ampferer schon beschriebenen Großfalte mit E—W-Achse ausgedehnte Querverfaltungen und Verbiegungen festgestellt, die sich in drei Bereichen besonders ausgewirkt haben. Sie sind beschrieben und auf einer Strukturkarte der Schichtflächen dargestellt. In einem Beispiel wird auch versucht, die den entsprechenden Beanspruchungs- und Bewegungsplänen zugrunde liegenden B-Achsen als Achsen tautozonaler s-Flächen zu ermitteln.

Auch die Salzlagerstätte wurde auf tektonische Gefügerichtungen hin untersucht, wobei Hazelgebirge und Anhydrit wegen ihres verschiedenen tektonischen Verhaltens getrennt behandelt wurden. Die Gefügerichtungen: B-Achsen und s-Flächen mit β -Achsen werden in Diagrammen dargestellt und besprochen. Die Einmessung der s-Flächen ist zu einem großen Teile nach der schon vorhandenen, ausgezeichneten Lagerstättenkarte von Dipl.-Ing. Schauburger vorgenommen worden.

Die Tektonik der Salzlagerstätte weist mit der des Karwendels (im Wettersteinkalk) eine weitgehende Übereinstimmung auf, besonders in bezug auf die Querverfaltungen.

Bei der übersichtlichen Besprechung der Bewegungsvorgänge zeigt sich, daß die Querverfaltungen als jünger anzunehmen sind als die Großfaltungen mit E—W-Achse, aber möglicherweise Auswirkungen E—W oder ähnlich (z. B. N 60° E) gerichteter Pläne.

Es wurde versucht, die Grundzüge eines Ablaufes der gebirgsbildenden Vorgänge zusammenzustellen.

I. Vorbemerkungen

Diese Arbeit enthält im wesentlichen die Darstellung der feldgeologischen Ergebnisse¹⁾ und einige Beispiele gefügeanalytischer Auswertung. Eine eingehende gefügeanalytische Bearbeitung, die in der bisher zur Verfügung stehenden Zeit nicht möglich war, folgt in einem zweiten Teil.

Als Kartengrundlage für die Geländeaufnahmen wurde die sehr gute Alpenvereinskarte des Karwendels (Mittleres Blatt) 1:25.000 verwendet

¹⁾ Die Geländeaufnahmen wurden im Sommer 1949 begonnen, zur Hauptsache aber 1950 durchgeführt.

und eine von der Salinenverwaltung Hall zur Verfügung gestellte Vergrößerung auf 1:5000.

An geologischen Karten besteht die von Ampferer ausgeführte Österr. Geologische Spezialkarte, Blatt Innsbruck—Achensee 1:75.000, und die ebenfalls vom Ampferer (mit Hammer) stammende, aber schon ältere geologische Karte des südlichen Karwendelgebirges (1898). Das Gebiet ist von Dozent Dr. Mutschlechner, Innsbruck, inzwischen neu auf der Alpenvereinskarte geologisch aufgenommen worden, diese Aufnahmen sind aber bisher noch nicht veröffentlicht, daher auch hier nicht verwendet worden.

Die Salzlagerstätte des Halltales, über die im geologischen Schrifttum außer einigen älteren Arbeiten kaum etwas bekannt ist, ist in den Jahren 1945—46 von Dipl.-Ing. Schaubberger eingehend aufgenommen und in ausgezeichneten Lagerstättenkarten für die einzelnen Horizonte im Maßstabe 1:1500 und dazugehörigen Querprofilen in Farben dargestellt worden.

Leider sind die Karten bisher noch nicht veröffentlicht worden, was in der farbenprächtigen Form, wie sie jetzt am Haller Salzberg vorliegen, auch kaum möglich sein wird, doch konnte ich sie dank dem Entgegenkommen der Salinenverwaltung meinen Arbeiten zugrunde legen. In meinen auf beiliegender Karte gebrachten Profilen sind die Anteile der Lagerstätte allerdings stark verkleinert und schematisiert diesen Profilen entnommen, ebenso wie auch der Grundriß des Königsberghorizontes, und ich danke auch Herrn Dipl.-Ing. Schaubberger, daß er mir dies gestattet hat. Ich verdanke ihm auch manche Mitteilung bei einer gemeinsamen Befahrung.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch gleich der Generaldirektion der Österreichischen Salinen meinen ergebensten Dank aussprechen, daß sie durch eine Beihilfe die Durchführung meiner Arbeiten ermöglicht hat. Aber auch der Salinenverwaltung in Solbad Hall, vor allem Herrn Bergrat Dipl.-Ing. Agerer, bin ich für die stete Unterstützung und Förderung meiner Arbeiten sehr zu Dank verpflichtet. Auch am Salzberg selbst fand ich größtes Entgegenkommen aller, wobei mir besonders Herr Oberbergmeister Kininger bei Benützung der Markscheiderei und Grubenfahrten zu jeder Hilfe bereit war.

Schließlich bedanke ich mich noch gerne bei Herrn Prof. Dr. B. Sander für die Arbeitsmöglichkeit, die er mir an seinem Institute an der Universität Innsbruck gewährte, sowie auch für manche wertvolle Anregung und Hinweise.

Zur Methode der Gefügeuntersuchung

Soweit sich die Arbeiten hier auf gefügekundliche Untersuchungen erstrecken, sind sie im engen Anschluß an die Arbeiterichtung erfolgt, wie sie von Prof. B. Sander im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck entwickelt und von ihm und seinen Schülern angewendet wurden. Über die Methoden und ihre Grundlagen verweise ich daher auf die Grundzüge der Gefügekunde von Sander I (Lit. 17) und bringe hier nur einige kurze Erklärungen über einige (nach Sander) hier verwendete Abkürzungen und Begriffe.

Zur Darstellung der Gefügedaten wurde auch hier die Lagenkugel verwendet, u. zw. in flächentreuer Azimutalprojektion für die untere Halbkugel.

- s = Flächen des Gefüges, hier meist sedimentäre Schichtflächen.
- B = Lineare Richtung senkrecht zur Symmetrieebene der Bewegung als Faltungs- oder Biegungsachse, auch Scherungsachse.
- β = Schnittgerade von Flächen oder Flächensystemen (von s-Flächen z. B.) als Maß für ihre Tantozonalität. Sie können B-Achsen entsprechen.
- π = Lot zur s-Fläche (Pol der s-Fläche). Die Lote eines tautozonalen Flächenhüsbels ergeben einen π -Kreis, dessen Achse einem β (B) entspricht.

II. Das Kalkgebirge

Geologische Übersicht des Halltales

Das Gebiet des südlichen Karwendelgebirges, in dem das Salzlager liegt, ist in den Jahren 1896/97 von Ampferer und Hammer neu aufgenommen und beschrieben worden. Die Ergebnisse sind in Lit. 1 mit einer farbigen Karte 1 : 50.000 niedergelegt. Ampferer hat dann die Aufnahmen auf das übrige Karwendelgebirge fortgesetzt und ist dabei zu weiterreichenden geologischen Erkenntnissen, besonders der Deckenüberschiebung, gekommen.

Danach besteht das Karwendel in tektonischer Hinsicht aus zwei übereinanderliegenden Decken, als untere die Lechtaldecke, die in unserem Gebiet den das Halltal abriegelnden Bergrücken der Zunterköpfe (auch „Vorberg“ genannt) aufbaut, weiter nach W die unteren Gehänge der N-Kette bildet. Die darüberliegende Inntaldecke bildet E—W streichende Großfaltenzüge, deren Gewölbe auch morpbologisch als Gebirgsketten zum Ausdruck kommen.

Das Halltal wird von der östlichen Fortsetzung der tektonischen Mulde des Gleirschtales gebildet, die mit schwach nach W absinkender Achse in der Seefelder Gruppe noch breit geöffnet ist, im Gleirschtal noch die söhlige Muldenmitte anweist, im Halltal aber eng zusammengepreßt und tektonisch stark gestört ist. Sie enthält über Wettersteinkalk in der abgesunkenen Karteller Scholle noch Reste von Raibler Schichten. Schließlich wird sie von der Halltaler Störung schräg abgeschnitten.

Der das Halltal im N begrenzende Kamm Lavatscher—Bettelwurf wird durch ein asymmetrisch gebautes Gewölbe gebildet, dessen N-Flügel senkrecht steht und dessen Firste von einer Bruchzone gebildet wird. Weiter nach N schließt sich die Mulde Lavatsch—Vomp an, die in ihrem Kern wieder Raibler Schichten und Hauptdolomit führt. Auch deren Achse fällt allmählich nach W. Mit dem flachen Gewölbe der Hinteren Karwendelkette endigt die zusammenhängende Platte der Inntaldecke und streicht über der wieder zum Vorschein kommenden Lechtaldecke in die Luft aus.

Der S-Rand der Inntaldecke endigt mit N-Fallen an einer steilstehenden, jungen Bewegungsfläche, der Halltaler Störung.

Zur Gesteinsfolge

Näher auf die stratigraphischen Verhältnisse einzugehen, war nicht beabsichtigt, hierzu wären auch noch genauere sedimentpetrographische Untersuchungen nötig, wie sie von Sander in Lit. 17, auch mit Beispielen aus diesem Gebiet, durchgeführt worden sind. Doch war es für die Erfassung der tektonischen Verhältnisse erforderlich, die Schichtfolge näher kennenzulernen, zur Feststellung der oft schwer erkennbaren Schichtung manchmal auch ein Eingehen auf sedimentpetrographische Verhältnisse.

Es sollen nun hier die betreffenden, auf meinen Geländebegehungen gemachten Beobachtungen gebracht werden, wobei ich besonders auf typische Merkmale zur Erkennung der Horizonte geachtet habe. Mitverwendet wurden auch Erfahrungen, die ich bei Untersuchungen im Stollen der Mühlauer Wasserfassung machen konnte. Dies war besonders für die im Gelände fast immer schlecht erschlossenen Reichenhaller Schichten wichtig, deren Verhältnisse ich bei dieser Gelegenheit studieren konnte. Eine eigene Arbeit darüber ist beabsichtigt.

Was die Folge Reichenhaller Schichten — Partnachkalke betrifft, beziehen sich die folgenden Angaben hauptsächlich auf das Profil des Wildanger, der mit seinem Absturz gegen den Salzberg sehr gute Aufschlüsse bietet und die genannte Schichtfolge in einer besonders reichhaltigen Entwicklung aufweist.

Der Vergleich mit anderen Gebieten, selbst schon mit der nächsten Fortsetzung der Serie nach W, zeigt, daß sich die Ausbildung gerade dieser Horizonte sehr stark und rasch ändern kann. So verschwinden die Knollenkalke des Oberen Muschelkalkes nach W hin und sind im Profil der Thaurer Jochspitze nicht mehr festzustellen, westlich der Arzler Reise aber wieder vorhanden. Allerdings können hier z. T. wenigstens auch tektonische Einflüsse eine Rolle spielen.

Was die in manchem noch nicht ganz klare Nomenklatur betrifft, so halte ich mich im wesentlichen an die Beschreibungen von Ampferer (L. 1, 2), die wieder in der Einteilung auf die Arbeiten von Rothpletz (L. 15) zurückgehen und besonders die Altersverhältnisse, belegt durch zahlreiche Fossilfunde, berücksichtigen und klarlegen. Sie sind auch bei Klebelsberg (L. 9) verwendet.

Man kann sich bei einer Einteilung und Bezeichnung in einer Schichtfolge entweder ganz auf altersmäßig, etwa durch Fossilien bestimmte Horizonte festlegen, wie es allgemein angewendet wird, oder auch auf lithologische Grundsätze. Meist gehen beide Prinzipien ziemlich parallel, d. h. jedem Horizont entspricht ein bestimmtes Gestein, das eben unter den nur damals gültigen Bildungsbedingungen entstanden ist, die durch Übergänge miteinander verbunden sein können. Auch im Streichen können Faziesänderungen auftreten.

Oft können sich aber auch beide Prinzipien übergreifen, so daß ein, einem bestimmten Horizont zugeordnetes Gestein in einem höheren Horizont, der durch eine andere Gesteinsausbildung gekennzeichnet ist, wenn auch untergeordnet, als Einschaltung sich noch einmal wiederholt oder umgekehrt als Vorläufer schon früher erscheint. Die ist auch im Gebiete des Halltales öfter der Fall. So tritt großoolithische Ausbildung, die für den Horizont der Partnachkalke typisch ist, öfters als Einschaltung in dem im allgemeinen

ganz anders ausgebildeten Oberen Wettersteinkalk auf, andererseits Kalke, die den Partnachkalken durchaus gleichen, schon unter den roten Knollenkalken des Oberen Muschelkalkes.

Im einzelnen sei noch bemerkt, daß die Reichenhaller Schichten sich hier im allgemeinen ganz gut und scharf von den dunklen Kalken, die Rothpletz und Ampferer als „Unteren Muschelkalk“ bezeichnet haben, abtrennen lassen. Sie sind somit wie bei Klehelsberg als unterste Stufe des anisischen Muschelkalkes herausgehoben.

Bezüglich des Wettersteinkalkes halte ich mich an die schon von Ampferer gebrauchte Teilung in Partnachkalke (= Unterer Wettersteinkalk) und dem eigentlichen Oberen Wettersteinkalk, die beide in diesem Gebiet zwar an der Grenze unscharf ineinander übergehen, aber sonst leicht auseinanderzuhalten sind. Der bei Sander (L. 15) untersuchte Kalk der N-Kette (Beispiel I) ist dann Partnachkalk, während Beispiel II (Speckkar—Lavatscher J.) Oberem Wettersteinkalk entspricht.

Die Verschiedenheit in der Fazies der beiden Deckenbereiche Inntaldecke und Lechtaldecke kommen hier nicht zum Ausdruck, da im Gebiete des Halltales zur Inntaldecke nur ältere Schichtglieder bis höchstens Raibler Schichten gehören, während die Lechtaldecke nur Glieder vom Hauptdolomit aufwärts enthält.

1. Buntsandstein

Der Buntsandstein ist hier recht einförmig als meist roter Sandstein mit einzelnen tonigen Einlagerungen entwickelt. Zuweilen ist er auch lagen- oder nesterweise grünlich.

Im Halltal selbst kommt er nur als dünn ausgewalzte Lage südöstlich des Törl vor. In der weiteren Fortsetzung nach W gegen die Thaurer A. wird er wesentlich mächtiger, örtlich aber auch oft stark tektonisch beansprucht und nimmt nach oben gegen die Rauhwacke hin zuweilen ockerige Kalksubstanz auf.

2. Reichenhaller Schichten

Es lassen sich zwei Schichtgruppen deutlich auseinanderhalten: Eine untere, mehr rauhwackige Gesteinsgruppe und eine obere, aus gut geschichteten mergeligen Dolomiten, seltener Kalken bestehende Gruppe. Für beide, besonders aber die rauhwackige Gruppe, ist die oft recht intensiv gelbe bis ockerige Farbe kennzeichnend, die sich auch von mehr grauen Raibler Rauwacken unterscheidet.

a) Reichenhaller Rauwacken. Dies sind entweder feinerkörnige, meist lehmig verwitterte Gesteine von dunkelgelber bis ockerig-bräunlicher Farbe, die einem lehmig-kalkigen Sandstein ähnlich sehen und Bruchstücke von grauen Kalken und Dolomiten enthalten. Wenn diese stark zunehmen, entwickeln sich daraus Breccien mit ockerigem Bindemittel und grauem Dolomit oder Kalk als Komponenten. Die Einschlüsse wittern und brechen leicht aus, wodurch das Gestein an der Oberfläche ein löcherig-kavernöses Aussehen erhält.

In diesen Gesteinen kommen Bänke von hellgrauen Kalken mit weißen Spatadern vor, dann Linsen und Lagen von hell- bis dunkelgrauen, meist mergeligen Dolomiten wie in der oberen Schichtgruppe. Durch (tektonische?) Auflösung gehen diese Bänke oft in Breccien der oben erwähnten Art über.

Es ist oft sehr schwer zu sagen, wie weit die jetzige Beschaffenheit einer Rauhwacken-Breccie primär oder auf tektonische Einwirkungen zurückzuführen ist, besonders da die Rauhwacken leicht einer tektonischen Beanspruchung unterliegen. Auch jüngere Umschüttung und Wiederverfestigung zu einer rein aus diesem Material bestehenden Gehängebreccie kommt vor, die dann von der Rauhwacke kaum oder nicht abtrennbar ist.

b) Die gut geschichteten, vorwiegend dolomitisch-mergeligen Reichenhaller Schichten. Sie bestehen aus grauen Dolomitlagen, die hellgrau sandig anwittern, mit gelblichen mergeligen Zwischenlagen. Kennzeichnend ist die deutliche Schichtung. Dazwischen kommen, besonders in den unteren Lagen, ungeschichtete Linsen und Bänke von mehr kalkigen Rauhwacken vor, die ziemlich groh-breccionartig sind. Stellenweise treten vor allem in höheren Lagen auch einzelne Bänke von dunklen Kalken gleich dem Unteren Muschelkalk auf.

3. Unterer Muschelkalk

Er ist ein meist dunkler Kalk, der fast stets gut geschichtet ist, u. zw. in Rhythmen von 10 bis 20 *cm*, z. T. auch von 1 bis 2 *cm*. Zuweilen kommen auch mächtigere ungeschichtete Bänke vor. Typisch ist die kleinknollige Oberfläche der Schichtlagen.

Die Kalke werden von gelblich anwitternden Mergellagen durchsetzt, die einige Millimeter bis zu Zentimeter Mächtigkeit aufweisen, manchmal auch mehr, und dann gewöhnlich etwas rauhwackig löcherig werden.

Sehr kennzeichnend für diesen Horizont sind die „Wurstelbänke“, die in einer Mächtigkeit von 1 bis 2 *dm* als einzelne Lagen auftreten. Sie bestehen aus kalkigen, wurmförmigen Gebilden in einer Länge bis zu 1 *dm* und mehr, die in gelblicher Mergelsubstanz eingebettet sind. Es waren gewöhnlich 1—3 solcher Lagen zu beobachten.

Dazwischen kommen vereinzelt auch abweichende Aushildungen in einzelnen Bänken vor. So hellere bis weiße, seltener rötliche Kalke.

Im allgemeinen werden die dunklen Kalke nach oben zu heller, die Schichtung wird undeutlicher, es geht ein allmählicher Übergang zum mittleren Muschelkalk vor sich (Crinoiden-Horizont nach Rothpletz). Er enthält mitunter lagenweise Crinoiden, ist aber sonst wenig typisch, als daß er eben ein heller, wenig geschichteter Kalk ist.

4. Oberer Muschelkalk („Ammoniten-Horizont“)

Der Obere Muschelkalk ist besonders gekennzeichnet durch die Knollenkalke (ähnlich den Reiflinger Kalken), deren aus hellgrauen Kalk bestehende Knollen bedeutend größer (bis 5 *cm* und mehr) und heller sind als die des Unteren Muschelkalkes. Zuweilen, hier aber selten, werden sie von Ammoniten gebildet. Eingebettet sind sie in grünliche, gelbe oder deutlich rote Mergellagen und Tonhäute. Lagenweise enthalten die Kalke auch Hornsteine und gehen unter Zurücktreten der Mergellagen in reine Hornsteinkalke über. Die stellenweise auch auskeilenden Knollen- und Hornsteinkalke wechsellagern im Wildangerprofil mit Bänken und Linsen von hellen ungeschichteten Kalken (siehe Profil Abb. 9 auf Tafel XIX).

Auffallend ist eine Lage von blaßgrünen (in feuchtem Zustand lehhafter grünen) Kieselmergeln, die innerhalb der roten Knollenkalke den Abbruch des Wildangers durchziehen und mit der „pietra verde“ Südtirols ver-

gleichbar sind (siehe Klebelsberg, L. 9, S. 46). Sie treten hier in drei nahe beieinander befindlichen Lagen von 1 bis 2 *dm* Mächtigkeit auf und ließen sich von der Abbruchkante weg nach W bis 0.5 *km* in das Latschengestrüpp hinein verfolgen. Es sind meist leicht zerreibliche Schiefer mit einzelnen brotlaibartigen Einschaltungen aus einer festeren, SiO₂-reicheren Masse. Von Seidl (L. 23) wurden sie für Ausläufer des Haselgebirges gehalten, sie haben aber damit, wie Ampferer schon feststellte (L. 5), nichts zu tun.

Über den roten Knollenkalken folgen zunächst nach etwa 2 *m* Rhythmen gut geschichtete helle Kalke, die keine Knollen mehr, aber lagenweise Crinoiden führen. Die Schichtung wird immer undeutlicher und es erfolgt ein allmählicher Übergang zu den Partnachkalken.

5. Partnachkalk (= Unterer Wettersteinkalk)

Es ist ein mächtiger Komplex nur sehr schwach bis ganz ungeschichteter Kalke. Meist ist nur mehr eine ganz grobe Bankung von einigen Zehnermetern Mächtigkeit zu erkennen. Sie sind im allgemeinen etwas dunkler als der Obere Wettersteinkalk in dessen typischer Entwicklung. Kennzeichnend ist besonders für die oberen Horizonte eine verbreitete, fossile Versinterung, die Großoolithbildung (L. 17 und 20) mit Diploporen und anderen Organismenresten. Häufig sind mit weißem, grohspätigen Kalkspat erfüllte Hohlräume, die auch in den sonst wenig typische Merkmale aufweisenden unteren Horizonten anzutreffen sind. Durchgehende Feinschichtung wie beim Oberen Wettersteinkalk ist nicht vorhanden.

Vereinzelt kommen auch bituminöse Zonen von schmal linsenartiger Form vor. Südlich der Pfeiserspitze konnte ich in einer solchen auf engem Raum eine Anhäufung von zahlreichen Gastropoden auffinden. Herr Dozent Dr. Zapfe, der diese Stelle dann ausbeutete, hatte die Freundlichkeit, mir die folgende Liste der von ihm bestimmten Formen zu übersenden, wofür ich ihm bestens danken möchte.

Gastropoden-Faunula vom S-Hang der Pfeiserspitze:

Omphaloptycha eximia HOERNES

Omphaloptycha tumida HOERNES

Omphaloptycha sp.

Neritaria comensis HOERNES.

6. Wettersteinkalk i. e. S. (Oberer Wettersteinkalk)

Er ist ein im allgemeinen sehr heller Kalk von außerordentlich großer Mächtigkeit, der meist eine sehr gute Schichtung aufweist (soweit sie nicht tektonisch zerstört ist), u. zw. einerseits eine grobe Bankung mit 1—2 *m* Rhythmus, gegeben durch (nach Sander) dolomitisch-kalkigen Zwischenschichten, die besonders aus der Ferne sehr gut zu beobachten ist, andererseits eine Feinschichtung mit mm-Rhythmik, die besonders in den Zwischenschichten auftritt.

Zwischen den fein geschichteten Lagen kommen auch Bänke vor, die keinerlei Schichtung aufweisen, sondern nur von sogenannten „Messerstichen“ durchsetzt sind, dünnplattige Hohlräume mit 1—2 *cm* Länge und einigen Millimeter Breite, die krümelige, z. T. kristalline, oft schwach ockerige Substanz enthalten. Diese scheinbar schichtungslosen Bänke können bis einige Meterzehner Mächtigkeit aufweisen. Bei genauerem Zusehen finden sich zwar selten, aber doch manchmal noch ganz dünne

Zwischenschichten von einigen Millimetern bis Zentimetern Mächtigkeit. Sonst wechseln aber Lagen mit Feinschichtung mit ungeschichteten viel gleichmäßiger.

Für die Feststellung der Schichtung und genauen und sicheren Einmessung ihrer Lagen ist die Feinschichtung am wichtigsten und verlässlichsten. Fast alle in der Karte und Text angeführten Daten von s-Flächen im Wettersteinkalk beruhen daher auf Einmessungen von derartiger Feinschichtung.

Die gröbere dm- bis m-Rhythmik ist zwar aus der Ferne sehr gut sichtbar und für eine Übersicht geeignet und wichtig. Im einzelnen, besonders in schlecht erschlossenen Einzelaufschlüssen, aber nicht verlässlich, da eine Verwechslung mit Klüftungen leicht möglich ist. Am besten geeignet sind in dieser Hinsicht noch die oft sehr ausgedehnten ebenen Schichtplatten, die bei einiger Übung von Klüftflächen leicht auseinanderzuhalten sind. Doch ist eine Kontrolle mit Feinschichtung, wenn sie auch nur spurenweise vorhanden ist, ratsam.

Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung, in Knickzonen z. B., verschwindet die Schichtung, auch die Feinschichtung, und im Gelände ist ohne nähere Untersuchung überhaupt keine Struktur mehr zu erkennen, in günstigen Verhältnissen, wie in abgeschliffenen Rinnen, ein Brecciengefüge.

Außer der erwähnten normalen Schichtaushildung des Oberen Wettersteinkalkes kommen darin noch verschiedene abweichende Ausbildungen vor, so nicht selten kleinere Einlagerungen von großoolithischer Versinterung, die damit einen Rückfall in die Partnachkalkfazies bedeuten. Sie sind hier meist nicht von großer Ausdehnung und waren hauptsächlich im Lavatscherkar und bei der Bettelwurfhütte zu beobachten. Dunklere, schwach bituminöse Lagen mit einer deutlichen rhythmischen Schichtung von einigen Zentimeter bis zu Dezimeter sind besonders an der SW-Seite des Großen Lavatscher vorhanden.

Nicht selten treten in manchen Bereichen auffallend rot oder gelb gefärbte, mergelig-kalkige Lagen auf, die meist in Taschenform eingeschlämmtes Material enthalten, manchmal auch als Schichtlagen länger anhalten z. B. an der SE-Seite der Spekkarspitze und am SE-Grat des Kleinen Lavatscher.

7. Raibler Schichten

Die Raibler Schichten treten im Halltal nur am Karteller Jöchl an, u. zw. in Form von dunklen Tonschiefern, die stellenweise etwas mergelig werden. Darin eingelagert sind ein oder zwei Oolithbänke in 1—2 m Breite, die oft reichlich Fossilien führen.

Über den Mergeln folgen Kalke, welche fast immer einen geringen Eisengehalt und dadurch eine schwach gelbliche Färbung aufweisen. Stellenweise sind sie von kleinen Hohlräumen mit einigen Millimeter Durchmesser durchsetzt, die an die „Messerstiche“ des Wettersteinkalkes erinnern, aber kleiner und unregelmäßiger gestaltet sind. Auch oolithische Kalke kommen vor.

Die Kuppe des Karteller Jöchls wird von einem Blockwerk aus dunkleren Kalken gebildet, die wahrscheinlich auch noch dem Raibler Horizont angehören dürften.

8. Gesteine der Zunterkopfscholle (Hauptdolomit, Kössener Schichten)

Diese gehört der Lechtaldecke an und zeigt damit eine von der Inntaldecke abweichende Faziesentwicklung, worauf bereits Ampferer hingewiesen hat. Es braucht daher auch nicht näher darauf eingegangen werden, besonders da dieses Gebiet bis auf die obersten Schichten vom Hauptdolomit aufwärts nicht mehr im untersuchten Bereich liegt.

Es sei nur darauf verwiesen, daß der Partnachhorizont zum großen Teil in Mergelfazies entwickelt ist (dunkle bis schwarze splinterige Mergel), die in der Inntaldecke im Bereiche des Halltales und auch der Nordkette vollständig fehlen, an anderen Orten jedoch untergeordnet vorkommen. Der Wettersteinkalk ist nicht so mächtig entwickelt, hingegen die Raibler Schichten z. T. als hituminöse Dolomite in großer Mächtigkeit vorhanden.

Darüber folgt dann der Hauptdolomit, der den Rücken der Zunterköpfe und die beiden Seiten des querverlaufenden Halltaldurchbruches aufbaut. Es sind fast stets gut geschichtete Dolomite (in Rhythmen von $\frac{1}{2}$ —2 m), die immer bituminös sind, daher eine bräunliche Farbe aufweisen und den typischen Geruch beim Anschlagen ergeben.

Nach oben werden sie allmählich kalkiger und gehen in die helleren Plattenkalke über. Nordöstlich von St. Magdalena sind als flache Mulde auch noch durch Fossilien belegte Kössener Schichten als gelbliche Kalke und dunkle Mergel vorhanden, mit denen von Ampferer auch Lias nachgewiesen wurde.

Sie setzen sich am S-Hang des Walderkammes fort, wobei dort die Juraschichten noch reichlicher entwickelt sind.

Beschreibung der Tektonik im Kalkgebirge mit den einzelnen Querverfaltungen

Durch die großen jüngeren Bruchflächen zerfällt die Inntaldecke in mehrere größere Schollen, deren Grenzen auch morphologisch mit den Taleinschnitten zusammenfallen. Wie dies schon Ampferer seinerzeit durchgeführt hat, wird auch hier die Beschreibung danach gegliedert und seine Bezeichnungen verwendet. Auch sonst muß auf manches schon von ihm Beschriebene des Zusammenhanges wegen nochmals angeführt werden. Im wesentlichen wird aber auf die neueren Erkenntnisse eingegangen.

Es sind folgende Kalkschollen, die das Halltal aufbauen: die Wildangerscholle, die kleine Karteller Scholle, das die ganze N-Seite aufbauende Gleirsch-Bettelwurfgewölbe mit nach S anschließender Fallbachkarscholle und schließlich die kleine Scholle des Halltaler Zunterkopfes. Der Lechtaldecke gehört hier nur der Bergrücken des Thaurer und des Hohen Zunterkopfes an.

1. Wildangerscholle

Diese Scholle umfaßt, wie schon erwähnt, das ganze Schichtpaket vom Buntsandstein bis zum Oberen Wettersteinkalk, wobei letzterer allerdings nur mehr das Gratstück zum Stempeljoch hin aufbaut. Sie weist ein im großen und ganzen ziemlich gleichmäßiges Streichen von ungefähr N 50° E und ein Einfallen von 45 bis 60° auf, abgesehen von gewissen Unregelmäßigkeiten im einzelnen, die gleich besprochen werden. Nach O

hin bricht die Scholle ziemlich unvermittelt gegen das darunter zutage tretende Salzgebirge ab. Der jetzige Abbruch ist natürlich durch die Erosion bedingt, ursprünglich reichte die Wildangerscholle sicher bis gegen die Karteller Scholle heran.

Auffallend sind Abweichungen im Streichen und noch mehr im Einfallen an der Unterseite, die besonders am Abbruch gegen das Salzgebirge zutage traten und im Profil Abb. 9 (Tafel XIX) übersichtlich zu sehen sind. Es sind Verbiegungen nach einer horizontalen $N 50^{\circ} E$ streichenden B-Achse. Während im N-Teil des Profils im Bereich der Partnachkalke das sonst in der ganzen Wildangerscholle herrschende N-Fallen bis herunter anhält, geht es im S-Teil des Profils in einem allmählichen Bogen nach unten in S-Fallen über. Ganz im S, wo der Törlweg die Felsrippe überschreitet, tritt in einer flexurartigen Biegung auf kurze Erstreckung bis zu horizontale Lagerung auf, die aber bald wieder in steiles S-Fallen übergeht, bei einem Streichen von meist $N 80^{\circ} E$, das bis zum Fuß des langen, turmgeschmückten Felsspornes anhält. Auch im Streichen sind kleinere Unregelmäßigkeiten bis zu WNW-Streichen als Biegungen nach steiler, nach S einfallender Achse vorhanden. Im ganzen sieht es aus, als hätte das Salzgebirge von unten her die Kalkschichten auseinandergedrängt, wie es auch Seidl in seinem Profil darstellt (L. 16). Das Bewegungsbild der Salzlagerstätte enthält aber kein Korrelat hierzu, es stehen im Gegenteil die Streichrichtungen beider sogar quer zueinander. Es kann allerdings sein, daß in einer früheren Bewegungsphase, deren Spuren nunmehr wenigstens im Innern des Salzgebirges ganz umprägt sind, dieses hier syntektonisch nach oben gepreßt wurde. Die Obergrenze selbst, die diese Spuren wohl noch zeigen müßte, ist an dieser Stelle nicht erschlossen. Die Einschaltung von „pietra verde“ hat, wie schon angeführt, damit jedenfalls nichts zu tun.

Die Wildangerscholle ist von zahlreichen, meist nicht sehr ausgeprägten, aber oft sich lang hinziehenden Klüftflächen durchzogen. Als auffallende Trümmerzonen treten sie im Gebiet zwischen Pfeiserspitze und Kreuzjöchel besonders um die Tbaurer Jochspitze auf, die ihre für das Karwendelgebiet und das Gestein verhältnismäßig sanfte Form und die zahlreichen Schutthalden diesem Umstand verdankt. Die Richtungen der Klüfte verlaufen im allgemeinen NW und NE mit einer Schwankungsbreite, die bis etwa NNW und ESE geht. Sie stehen fast durchwegs saiger.

2. Karteller Scholle

Die Karteller Scholle ist begrenzt von dem zum Salzberg führenden Bergbach im S und dem IBtal im N und ist mit 1200 m Längserstreckung verhältnismäßig klein. Sie liegt in der Fortsetzung der Wildangerscholle, aber nicht nur höhenmäßig, sondern auch tektonisch wesentlich tiefer. Sie wird daher in der Hauptsache nur aus Oberem Wettersteinkalk gebildet, auf dem sogar noch aufliegende Raibler Schichten erhalten sind. Muschelkalk und Rauhwacken finden sich nur als aufgeschleppte Reste an der W- und SW-Seite. Im großen gesehen stellt die Scholle eine recht flache Mulde dar, die durch ungefähr N—S streichende Klüfte zerstückelt ist, wobei aber die einzelnen Teile nur wenig gegeneinander verschoben sind.

Die Achse der Muldenbiegung verläuft im W-Teil NW—SE und damit auch das Schichtstreichen, im O-Teil mehr WNW—ESE. Der SW-Rand ist stärker aufgebogen und bricht mit z. T. noch erhaltener Bruchfläche,

die die fast senkrechte „Steinbergwand“ bildet, gegen den Salzberg ab. An dieser Bruchfläche stößt der Wettersteinkalk wenigstens im S-Teil unvermittelt an den Rauhwackenmantel des Salzberges, im N-Teil, wie weiter unten noch ausgeführt wird, unter Verschuppung mit dem Haselgebirge.

Nach O keilt der Wettersteinkalk mit Wandbildungen spitz aus. Es ist möglich, daß nördlich Magdalena unter dem Bergsturzblockwerk noch

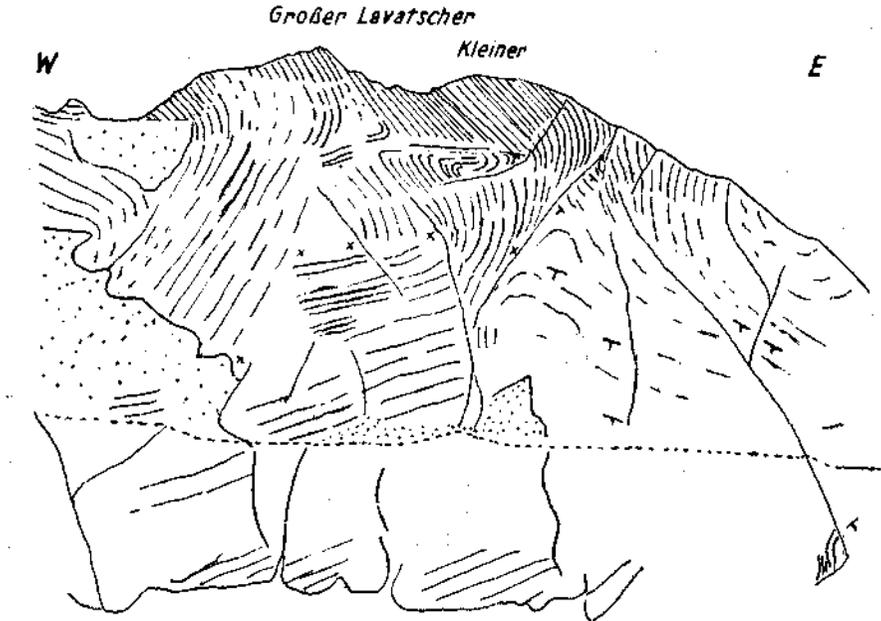


Abb. 17. Gr. u. Kl. Lavatscher. Ansichtsskizze von S, vom Wildanger aus gesehen.

anstehender Wettersteinkalk in ziemlich flacher Lagerung zutage tritt, doch konnte dies infolge des früh eingetretenen Schneefalles noch nicht sicher festgestellt werden.

3. Gleirsch — Bettelwurfgebölbe

Im großen gesehen wird diese Gebirgskette von einem ungefähr W—E streichendem Gewölbe mit etwas nach W einfallender Achse gebildet, das in diesem Sinne schon von Ampferer beschrieben und als „Gleirschkammfalte“ und „Bettelwurfgebölbe“ bezeichnet wurde. Es hat einen sehr einseitigen Bau. Während der N-Flügel meist ganz senkrecht steht, seine Schichten bauen die glatten N-Wände vor allem des Kleinen Lavatschers auf, fällt der S-Flügel im allgemeinen mit 45° und noch flacher bis 20° nach S ein. Der Gewölbefirst ist, wie schon Ampferer beschrieb, unter Brucherscheinungen scharf abgeknickt (siehe Abb. 18, 19 und 27).

Im W-Teil der Kette von der Praxmarerkar Spitze bis zur Sonntagskar Spitze tritt zu diesem W—E streichendem Gewölbebau noch eine flache Aufwölbung nach einer quer zum Grat verlaufenden Achse hinzu (siehe

Abb. S. 338 bei Ampferer, L. 1), wodurch ein Querstreichen der Schichten mit W-Fallen im W (am Katzenkopf) und ein allmählich immer steiler werdendes östliches Einfallen nach E hin bewirkt wird. An der Sonntagskar Spitze wurde es mit N 20° E, 45° E gemessen.

An der S-Seite des Großen Lavatscher wird das Einfallen noch steiler und geht bis in nahezu senkrechte Stellung über (N 10° E, 80° E).

Wie die weitere Aufnahme zeigt, sind im Halltal im Wettersteinkalk der Bettelwurfkette drei solcher Gebiete mit querstreichenden, steilstehenden

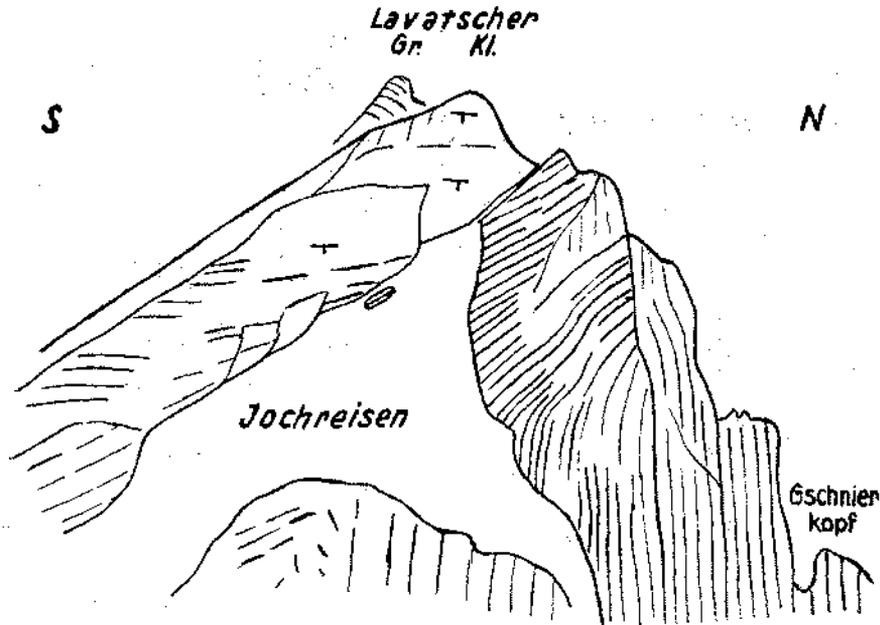


Abb. 18. Gr. u. Kl. Lavatscher von Ost aus gesehen (von der NW-Schulter der Speckkar-Spitze).

Schichtlagen vorhanden, die also Querverbiegungen oder Querverfaltungen darstellen.

- a) Die Querverbiegung am Lavatscher,
- b) Die Querverbiegung an der Speckkar Spitze,
- c) Die Querverbiegung an der S-Seite des Bettelwurfes.

Sie wurden, soweit es die verfügbare Zeit des letzten Sommers gestattete, im Gelände nach dem Schichtstreichen aufgenommen. Die gefügeanalytische Auswertung wird noch folgen. Zunächst wurde nur von der Großfaltung am Kleinen Lavatscher als Beispiel und zum Vergleich mit der Lagerstätte ein Diagramm der eingemessenen Flächen hergestellt.

- a) Querverbiegung des Lavatscher (siehe Abb. 17)

Von W her hiegen die Schichten, die an der Stempeljochspitze noch E—W-Streichen bei flachem südlichen Einfallen (20° und weniger) aufweisen, über den Roßkopf mit NE-Streichen und 45° SE-Fallon zum Großen

Lavatscher hinüber, wo sie in dessen SW-Gehänge bereits $N 20^\circ E$ streichen, bei wechselndem, aber fast durchaus steilem (bis nahezu senkrechtem) Einfallen nach E. Die Schichtung ist hier in den manchmal etwas bituminösen und stellenweise auch dünnen Lagen von Großoolith führenden Gesteinen gut ausgeprägt und von weitem deutlich sichtbar. Im Gipfelgebiete legen sich die Schichten wieder flacher (etwa 45°), behalten aber das gleiche Streichen bei, das sich erst in den N-Wänden mehr nach NE wendet und allmählich in die E-Richtung einlenkt. Die schwierige Zugänglichkeit

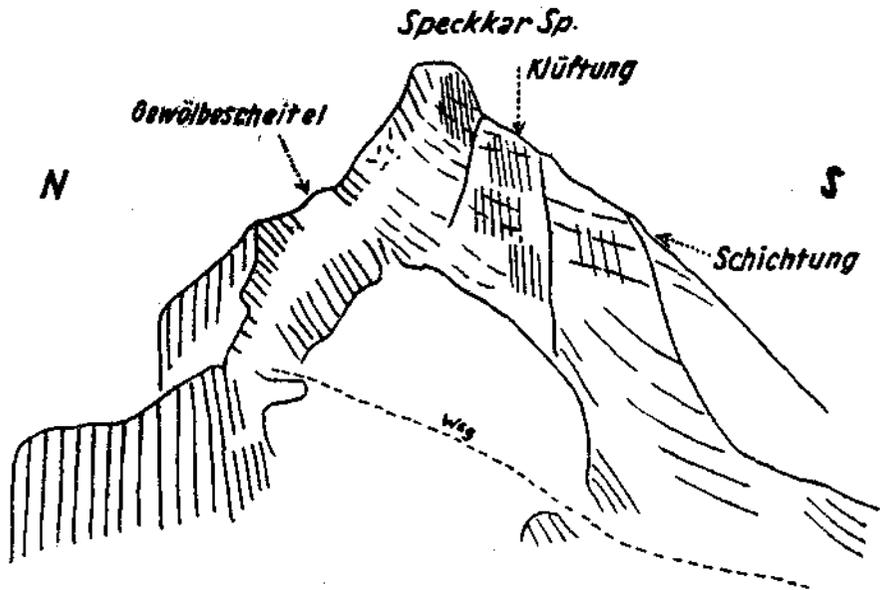


Abb. 19. Speckkar-Spitze von W, vom Kl. Lavatscher aus gesehen

verhinderte zunächst eine genauere Untersuchung. Das Einlenken war aber vom Gipfelgrat und auch von dem gegenüberliegenden Suntigerkamm aus ganz gut zu beobachten (siehe Abb. 20).

Im S-Gehänge des Großen Lavatscher folgt nach SE zunächst eine Zone, die aus stark zertrümmertem, aber wieder verheiltem Kalk, der daher keine erkennbare Schichtung mehr aufweist, besteht. Darunter folgen wieder deutliche, nunmehr flacher verlaufende Schichten, wobei das Einfallen mehr nach S—SSW gerichtet ist. Das Streichen verläuft zunächst etwa $N 80^\circ W$, hiegt aber gegen O hin über $E - N 60^\circ E$ — in $N 40^\circ E$ am Lavatscher Joch ein, wobei das Einfallen wieder steiler wird (bis $55^\circ SE$). Am Talboden dreht sich das Streichen hingegen nach NW.

Es sind anscheinend zwei Schollen vorhanden, die an einer Bruchzone, die $N 30^\circ$ bis $40^\circ E$ verläuft, aneinandergrenzen. Sie sind um eine Achse, deren Richtung sich aus einer Diagrammkonstruktion mit S-Häufungen und deren β sich mit $N 5^\circ E$, $28^\circ S$ ergab, geknickt. An der Störungszone, die sich bis auf den SE-Grat des Kl. Lavatscher verfolgen ließ, haben wahrscheinlich auch Parallelverschiebungen stattgefunden.

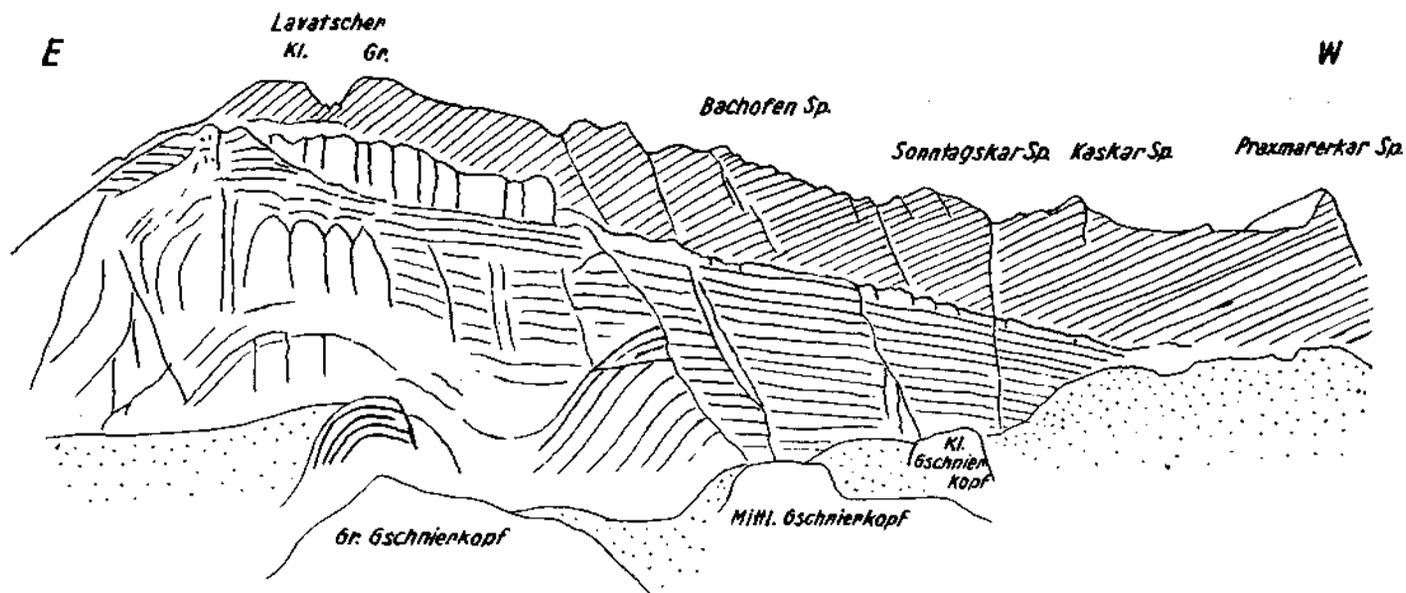


Abb. 20. Nordwände Lavatscher—Praxmarerker-Spitze. Ansichtsskizze gesehen vom Suntiger.

In ihrer Fortsetzung nach SW sind die Verhältnisse noch nicht ganz zu überschauen. Es sind mehrere Zonen mit steiler Schichtlage in den Richtungen N 20° W und N 20° E vorhanden. Am Ausgang des Bachofenkares scheint eine Synklinale mit N 50° E-Streichen und etwa 60° Einfallen gegeneinander auf. Weiter nach S herrscht wie an den Stempeljochspitzen auch im Talgrund wieder mehr E—W-Streichen bei flachem Einfallen nach S, zuweilen auch nach N (flache Mulden und Sättel).

Viel enger und schon fast schlingenartig (mit steiler aufgestellter Achse) ist die Biegung an der S-Seite des Kl. Lavatscher. Während im unteren Teil der Schrofengehänge, wie oben schon angeführt, die Schichten einen allmählich verlaufenden, nach S ausgebauchten Bogen zum Lavatscher Joch hinüber beschreiben, richten sie sich nach oben allmählich auf und wechseln stärker in ihrer Richtung. Am Felskopf, an dem SE- und SW-Grat auseinandergehen, d. i. knapp östlich der oben angeführten Knickzone, ist das Streichen N 20° W \perp bis 80° W, dann biegen die Schichten in ihrem Verlauf nach S über N 20° E, 70° W — N 40° E, \perp — N 30° W, 70° W — N 70° W, 60° S — N 60° E, 60° S bis in das 40° E-Streichen am Lavatscher Joch. Diese Biegung ist teils als allmähliche Biegung, stellenweise auch als bruchartige Knickung in dem gut erschlossenen und zugänglichen Felsgehänge durchwegs verfolgbare. Auf der N-Seite des SE-Grates scheint diese Biegung wieder ausgeglichener zu sein.

b) Querverbiegung der Speckkarspitze

Die Querverbiegung an der Speckkarspitze ist verhältnismäßig einfacher gebaut. Im W verläuft das Streichen bereits am Lavatscher Joch N 40° E mit 50° SE-Fallen im Mittel, dreht sich am SW-Grat der Speckkarspitze in N—S, 50° E, um dann gegen N zu über NE allmählich gegen die E—W-Richtung einzuschwenken. Zuletzt mit bruchartigem Knick, denn die Umbiegungszone ist nach N von einer Bruchfläche begrenzt, die vom Kl. Lavatscher über die Jochreisen herabzieht, wobei sie ganz unter Schutt verläuft, dann weiter nach O durch das kleine Schuttkar westlich der Speckkarspitze bis zu deren NW-Schulter zieht. Hier läßt sich gut beobachten, wie der Knick der Querverbiegung ziemlich unvermittelt an den Scheitelknick des E—W-Gewölbes stößt, ohne in dem Nordflügel eine Fortsetzung zu finden. Das Streichen wird unter Ausbildung verheilter Breccien unkenntlich.

Im obersten Teil des SW-Grates herrscht ein Streichen von N 20° W unter sehr steilem Einfallen nach E, das sich am Gipfel selbst bis nach N 40° W, \perp dreht. In der S-Flanke hiegt es wieder nach N—S und läßt sich als verhältnismäßig schmale Zone mit N—S bis N 20° E-Streichen und senkrechtem bis steilem Einfallen nach E bis unter den Jagdsteig, der die Hohe Wand bei 1700 m durchschreitet, verfolgen. Westlich davon folgt ein recht schmaler Gesteinstreifen, der keine Schichtung erkennen läßt, also wohl wieder eine tektonische Breccie darstellt, und dann meist ziemlich unvermittelt das normale E—W-Streichen mit flachem S-Fallen. Nach E hingegen geht das Streichen viel langsamer über NE in ENE-Streichen über.

Auf der Grathöhe gegen den Bettelwurf hält das Streichen NW—NNW bei steilem E-Fallen bis östlich des P. 2530 an, um dann nach einer Bruchzone in N 35—45° E umzuschwenken, das dann allmählich bis zum Großen

Bettelwurf in E—W-Streichen mit 25—40° S-Fallen übergeht. Auch im Speckkar selbst läßt sich das allmähliche Umhiegen gut verfolgen.

Die Querverbiegung der Speckkarspitze stellt demnach eine S-förmige Biegung dar, die gewissermaßen wie ein steifes Rückgrat eine N—S, \perp -streichende Zone besitzt, aus der das Streichen teils allmählich (nach E), teils mehr unvermittelt unter Brucherscheinungen in das normale E—W-, bzw. ENE-Streichen übergeht. Im Gipfelgebiete hat sogar eine Überdrehung in fast NW-Richtung stattgefunden, die nach N in eine Bruchzone übergeht.

e) Querverbiegung am Bettelwurfmassiv

Hier ist die Biegung nicht in der Gipfelregion, sondern in tieferen Lagen (unter 1700 m) vor sich gegangen. Sie läßt sich am Wege zur Bettelwurfhütte sehr schön verfolgen.

Zwischen Bettelwurfhütte und dem „Alten Schlag“ der AV.-Karte durchreißt in SW—NE-Richtung eine im unteren Teil tief eingeschnittene Schlucht das Felsmassiv (hier abgekürzt Schlucht „BW“ genannt). Nordwestlich dieser ist das Streichen verhältnismäßig gleichmäßig. Von N 80° E, 35° S am S-Grat des Bettelwurfs biegt es über N 50° E, 70° S am Hüttenweg in N 80° E, 45° S der „Platten“, diesem großartigen, bis auf eine geringe Krümmung im Einfallen nach dem E—W-Gewölbe (oben um 30°, unten 45°) und ganz schwachen Querverbiegungen außerordentlich gleichmäßig abfallenden Plattenschuß.

Südlich der Kluft „BW“ sind die Querverbiegungen wesentlich stärker. Das Streichen, das an der Fallbachkarspitze ungefähr 70—50° E beträgt bei etwa 60° S-Fallen, biegt nach SW gegen die unteren Schrofenhänge, wo sie der Hüttenweg durchzieht, allmählich in N 20° E—NS mit nahezu senkrechter Schichtlage, dann gegen die Wechselreise in N 40° W, 45° NE. In der durch die genannte große Schuttreise und die Wechselscharte abgetrennten Wettersteinkalkscholle des Halltaler Zunterkopfes tritt als Fortsetzung wieder ungefähr N—S-Streichen mit wechselndem Einfallen nach E auf. An der S-Seite beginnt es wieder gegen SE abzubiegen, wird aber bald von der großen Störungsfläche, die die Fortsetzung der Halltaler Störung darstellt und hier EW streicht, abgeschnitten. Schmale Lagen von Muschelkalk sind noch eingeklemmt.

Das Schrofengehänge westlich des Bettelwurfweges ist infolge seiner Steilheit und vor allem wegen seines dichten Latschenbewuchses nicht zugänglich. Wie aber am Ausgang der Schlucht „BW“, die in einen auf fallenden Geröllkessel mündet, zu ersehen ist, geht die Schichtung nach W in eine flache, muldenartige Lagerung über. Der S-Rand dieser Mulde ist steil aufgerichtet. Dadurch kommen am untersten Rand der Felsen gegen die Schutthalden des Halltales noch ältere Schichten zum Vorschein: dunkler Unterer Muschelkalk, andeutungsweise Oberer Muschelkalk und undeutlich Partnachkalke, allerdings nur in geringer Mächtigkeit. Inwieweit dies auf primäre Verkümmern in der Ausbildung oder auf tektonische Absoberung zurückzuführen ist, bleibt zunächst noch offen.

Durch NE streichende Klüfte sind die Muschelkalkschichten staffelförmig verschoben. In einer solchen Kluft (in der Karte mit einem \perp bezeichnet) ist in etwa 2 m Breite eine tektonische Breccie aufgedrungen, die Gesteine noch älterer Schichten, als sie hier anstehend zu finden sind, enthält. Es sind Reichenhaller Dolomit und Kalk, Raubwacken und Hasel-

gebirge mit grünem Sandstein. Weiter unten S. 184 wird das Vorkommen noch näher beschrieben.

Westlich des obengenannten Geröllkessels steht noch ein etwa 100 m mächtiges Paket von Unterem Muschelkalk mit den charakteristischen Wurstelbänken an. Sein Streichen biegt von N 40° W an der O-Seite bis N 70° W an der W-Seite um. Das Einfallen beträgt in den äußeren Teilen 45° und geht in \perp Schichtstellung gegen den Berg zu über. Auf der Höhe des Köpfls liegt darüber unvermittelt typischer Oberer Wettersteinkalk mit deutlicher Feinschichtung, die durch ihre verschiedenen Lagen, stellenweise auch Verbiegungen, erkennen läßt, daß hier eine stärker durchbewegte Zone vorliegt, in der Wettersteinkalk mit tektonischer Grenze unmittelbar auf Unterem Muschelkalk liegt.

In dem darüber ansetzenden Grat folgen wieder flachliegende Kalkschichten bis zu einer senkrechten Kluft, die mit 80° E-Streichen eine Fortsetzung der Kluft „BW“ darstellt. Sie läßt sich weiter nach W bis unter die Plattenreise verfolgen und trennt auch hier den gleichmäßig E—W, 45° S streichenden Plattenschuß im N von stärker gestörtem Wettersteinkalk im S, als letzten Ausläufer der muldenförmig gebogenen Scholle der Fallbachkar Spitze.

4. Zunterkopfscholle

Dieser Höhenzug, der schon südlich der Halltaler Störung liegt und damit schon der Lechtaldecke angehört, besteht wenigstens in den oberen und nördlichen Teilen fast durchaus aus Hauptdolomit der nach N stellenweise in Plattenkalk übergeht. SE von Magdalena liegen auch noch Kössener Schichten und etwas Lias mit N 50° W horizontal streichender Faltenachse auf.

Das Streichen des Hauptdolomits verläuft am Kamm und in den steil gegen das Halltal abstürzenden Felsflanken zum großen Teil NW—WNW. Am N-Rand ist jedoch vielfach ein Einlenken in die E—W-Richtung festzustellen. Die Stellung ist fast durchwegs sehr steil bis senkrecht, nur gegen das Eibental ist das Einfallen weniger steil um 45°, daher sich auch hier die Kössener und Liasschichten erhalten haben.

Im Grunde ähnlich, aber etwas verwickelter, sind die Verhältnisse SE des Törl, unter einem noch erhaltenen Rest der ehemaligen Überdeckung mit Inntaldecke (s. Abb. 2 und 21). Der darunter liegende Hauptdolomit (z. T. auch Plattenkalk) ist bis zu der östlich gelegenen breiten Rinne (mit alten Verbauungen) in verschieden streichende Schollen zerlegt. Z. T. herrscht noch das \perp NW-Streichen, meist aber flaches N- und S-Fallen, aber auch 45° W fallende Lagerung.

Der aufliegende Deckenrest liegt ebenfalls flach und bildet anscheinend eine Mulde mit N 50° W gerichteter B-Achse, also gleich dem Streichen des Dolomits.

Am Gesteinsbestand der Deckscholle sind hauptsächlich Gesteine der Reichenhaller Schichten beteiligt: gelbe Rauhwacken, graue, geschichtete Dolomite und dunkle Kalklagen. Als Liegendes tritt noch ein schmales, stark ausgequetschtes Band von Buntsandstein auf, das durch die rote Farbe auch aus der Entfernung deutlich sichtbar ist. Die Auflagerungsfläche ist recht unregelmäßig geformt, die Gesteine heiderseits stark mylonitisiert.

Der S-Hang des Zunterkopfrückens ist von mir nicht näher begangen worden. Nach der Karte Ampferers zieht, in zirka 1200 m ein z. T. unterbrochenes Band von Raibler Schichten durch, unter dem wieder Wettersteinkalk folgt. Die NW—NNW verlaufenden Brüche, die aus der Karte gut zu ersehen sind, sind schon von Ampferer beschrieben worden (L. 1, S. 348).

5. Brucherscheinungen und Klüfte

Innerhalb der Kalkschichten sind wohl alle Bewegungen, auch die älteren, mit mehr oder weniger Brucherscheinungen vor sich gegangen, mit örtlich beschränkten Zerstörungen des sedimentären Gefüges. Sie sind aber

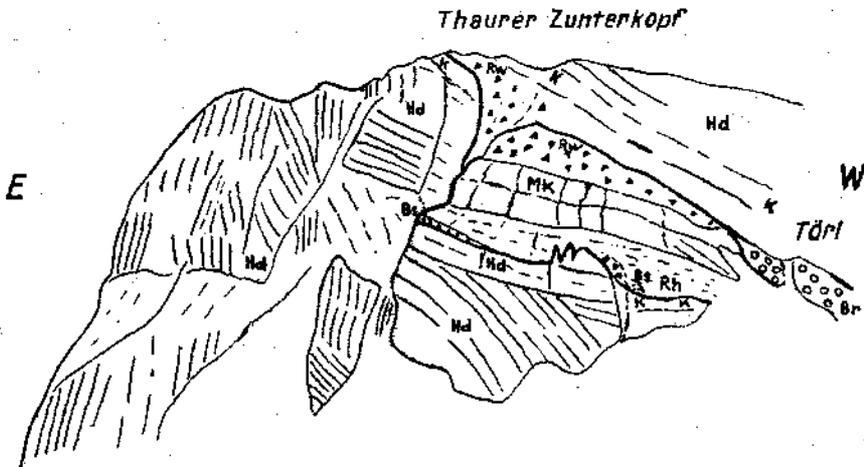


Abb. 21. Ansichtsskizze des Thaurer Zunterkopfes von N.

Hd = Hauptdolomit
K = Kössener Schichten
Mk = Muschelkalk

Rw = Rauhwaacke
 Mergel und Dolomit
Bs = Buntsandstein
Br = Gehängebreccie

} der Reichenhaller
 Schichten

anderer Art und lassen sich im allgemeinen ganz gut von den jüngeren Brüchen auseinanderhalten.

Erstere sind hier als Knickungen oder Knickungszonen bezeichnet und stellen bruchartige Umbiegungen bei den Großverfaltungen dar, u. zw. sowohl der Großfalten mit E—W-Achsen, wie sie z. B. die von Ampferer schon beschriebene Gleirschkanmfalte darstellt, als auch bei den von mir festgestellten Querverbiegungen. Den Biegungen entspricht jeweils eine B-Achse, die entweder unmittelbar im Gelände oder nach der Karte ungefähr eingemessen werden kann, was aber nicht immer möglich ist, oder genauer aus dem Verlauf der noch erhaltenen s-Flächen. Letzteres ist hier auch für die Querverbiegung am Kl. Lavatscher durchgeführt worden. Auch bei den wenigstens im großen, scheinbar stetigen Biegungen treten im einzelnen immer wieder Knickungen von geringem Ausmaß auf. Die Knickungszonen selbst bestehen aus Breccien, die meist gut verheilt sind, so daß sie nunmehr sehr feste, anscheinend strukturlose Kalkhänke darstellen.

Außer den Biegungen können an den Knickungszonen auch noch Parallelverschiebungen beteiligt sein, wie dies schon Ampferer für die Gleirschkammfalte annimmt. Das Ausmaß ist aber, wenn nur Wettersteinkalk beteiligt ist, sehr schwer abzuschätzen.

Davon verschieden sind die jungen steilstehenden Bewegungsflächen, bzw. -zonen oder Verwerfungen im üblichen Sinne, auch Brüche genannt. Sie haben meist einen ungefähr ostwestlichen Verlauf und in der Regel ist der nördliche Teil gegen den südlichen abgesunken. Die bedeutendsten sind hier durch den Verlauf des Halltales selbst gekennzeichnet und von Ampferer schon als Grabenbrüche des Halltales bezeichnet worden. Es sind der Halltaler Bruch oder die Halltaler Störung und die Störung des Stempeljoches (nach Ampferer zu den Gleirschtalbrüchen gehörig).

Die Halltaler Störungslinie bildet gleichzeitig den Ausstrich der Deckengrenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke, der damit hier steilgestellt ist. Das nördliche Gebiet mit der Inntaldecke ist gegenüber dem südlichen um eine erhebliche Sprunghöhe, die wenigstens 1 km betragen dürfte, wahrscheinlich sogar mehr, abgesunken. Die Störungsfläche selbst ist im Halltal nirgends mit Sicherheit genügend erschlossen. Sie bildet meist eine breitere Zone, die aus einem ganzen Geflecht von einzelnen Bewegungsflächen besteht, wovon im allgemeinen jeweils der nördliche Teil abgesunken ist. Es kommen aber auch, wie die Aufnahmen im Gebiete der Mühlauer Wasserfassung zeigten, auch querverlaufende Brüche vor, an denen sich die Vertikalverschiebungen ebenfalls ausgewirkt haben.

Durch die Absenkung des N-Teiles kommen die älteren Gesteine der Inntaldecke in unmittelbare Berührung mit jüngeren der Lechtaldecke. Auf letzterer hat sich nur Südöstlich des Törl, noch, wie bereits S. . . beschrieben, ein Deckenrest erhalten, der eine flach muldenförmige Lagerung (mit B-Achse N 50° W) hat. Die Schichten der Inntaldecke fallen nördlich der Bruchzone bei ENE-Streichen mit 45° nach N ein, während der Hauptdolomit der Lechtaldecke mit NW-Streichen fast senkrecht steht, erst weiter nach S folgt wieder 45° N-Fallen.

Es wäre also anzunehmen, daß früher allgemein 45° N-Fallen herrschte, vielleicht schon durch beginnende Einsenkung der Inntaldecke, bis dann im Gefolge des Bruches eine Schleppung an der steilen Fläche unter Aushildung eines flexurförmigen Knickes entstand.

Als Auflockerungszone und außerdem durch die Anhäufung der leicht verwitterbaren Rauhacken fiel diese Zone der Erosion stärker zum Opfer. Es grub sich darin die Längsfurche des Halltales ein und verdeckte sie mit Schutt. Der Einschnitt des Törl ist ebenfalls ihr zu verdanken, der aber nunmehr mit Gehängeschutt wieder ausgekleidet ist.

In der Gegend der Thaurer A. tritt die Halltaler Bruchzone z. T. zutage, allerdings stark von oben her überdeckt von Gehängebreccien und Hangschutt. An den Quellaustritten am Weg östlich der Alm zeigt sie sich durch stark mylonitisierten Hauptdolomit an. Bei der Alm selbst durch ganz zerrütteten Sandstein und Rauhacke, über die nochmals Plattenkalke und Hauptdolomit folgen. Es liegt hier also eine Verschuppung vor.

Nach O läßt sich die Fortsetzung der Halltaler Störung immer in Steilstellung bis in die Gegend von Schwaz verfolgen, wo sie unter der Inntalsole verschwindet. Sie lenkt dann entweder in die Inntallinie ein

oder wird an dem diagonal (NW—SE) streichenden Querbruch Lahnbach-Hochmahd abgeschnitten.

Auch an der Störungsfläche, bzw. Zone, die über das Stempeljoch zieht und damit dieses bedingt hat, ist einwandfrei zu sehen, daß der nördlich angrenzende Teil, das Massiv der Stempeljochspitzen, gegenüber der Wildangerscholle abgesunken ist (s. Profil Abb. 4 auf Tafel XIX). Der Bruch ist im Muldentiefsten der Fortsetzung der Gleirschmulde erfolgt. Südlich der tiefsten Scharte ist noch eine kleine Scholle mit flacher Lagerung vorhanden, weiter am Grat gegen S folgt gleich steiles N-Fallen, zunächst aber noch mit Trümmerzonen.

Weiter nach O verläuft die Störungsfläche ganz unter der Schuttbedeckung und Schotterverbauung des Ißtales, später des Halltales und zieht schließlich über die Wechselscharte. Als Abzweigung streicht die schon erwähnte Kluft „BW“ nach NE in das Bettelwurfmassiv.

Das ganze Kalkgebiet ist von zahlreichen, nach verschiedenen Richtungen streichenden Klüften, bzw. Kluftsystemen durchsetzt, auf die im einzelnen zunächst noch nicht eingegangen werden kann. Hervorzuheben ist besonders ein System aus meist senkrecht stehenden Klüften, die z. T. deutliche Horizontalverschiebungen erkennen lassen, wenn auch der Verschiebungsbetrag selbst gering ist. Innerhalb des Wettersteinkalkes fallen sie nicht weiter auf, wenn sie aber Grenzen zu andersartigen Schichten queren, wie etwa zu den Raiblern der Lavatscher Mulde, werden sie auch im Kartenbild deutlich sichtbar. Auch Verschleppungen (mit steiler Achse) sind öfters zu beobachten.

An der Thauererjochspitze tritt ein Kluftsystem auf, dessen NW und NE—ENE streichende Klüfte durch ihre Trümmerzonen ausgeprägt sind. Erwähnt seien noch die besonders am Massiv der Stempeljochspitzen auffallenden, schon von Ampferer hervorgehobenen, vielleicht zum System der Längsbrüche gehörenden senkrechten E—W-Klüfte (s. Profil Abb. 4 auf Tafel XIX).

Der Wettersteinkalk ist häufig von Kluftscharen mit einem ziemlich engen Rhythmus (1 bis mehrere *dm*) durchsetzt, die sehr leicht mit Schichtungen verwechselt werden können.

Gefügeanalyse einer Querverfaltung (Kleiner Lavatscher)

Die weitere gefügetektonische Bearbeitung des bisher im Gelände untersuchten Bereiches wird noch durchgeführt. Zunächst sei aber als Beispiel gleich die Querverfaltung des Kl. Lavatscher gebracht, da sie die Beziehungen der Kalktektonik zur Tektonik der Salzlagerstätte als nächst benachbarte wohl am besten aufzeigt und daher schon mit einem Diagramm untersucht wurde.

Um die Achse dieser Biegung zu bestimmen, bzw. um zu sehen, ob die s-Flächen, die im Bereiche dieser Biegung liegen, tautozonal sind, also einem Prägungsakt angehören, wurden sämtliche in dem oben (S. 172) beschriebenen Bereich (S-Seite des Kl. Lavatscher) eingemessenen s-Flächen mit ihren Polen auf ein flächentreues Netz einer Lagenkugel eingezeichnet (Abb. 22). Sie bilden einen breiten Gürtel mit drei Hauptmaxima, bezeichnet mit I, II und III. Ihre Schwerpunkte sind wieder Pole von s-Flächen

(N 18° E, 54° E; N 65° W, 62° SW und N 20° W, 70° W), die diese Häufungen repräsentieren. Durch den Gürtel, dem im Gelände die Schichtbiegungen entsprechen, läßt sich nur sehr ungenau ein Großkreis (π -Kreis) legen, d. h. von den drei Maximas fällt jeweils eines etwas außerhalb des Großkreises der anderen. Die s-Flächen sind also nicht streng, sondern nur

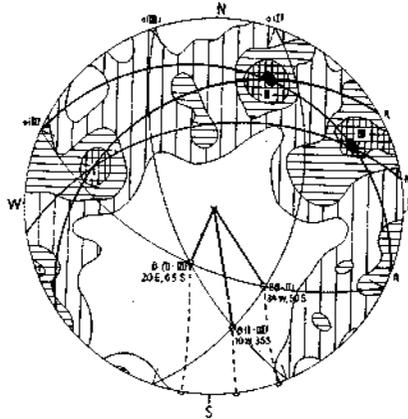


Abb. 22. Kl. Lavatscher, Diagramm der s-Flächenpole mit Konstruktion der π -Kreise und β

ungefähr tautozonal. Jedenfalls läßt sich aber durch je zwei von den Maximas unter teilweiser Mitverwendung kleinerer Häufungen je ein π -Kreis legen.

Als deren Lote, also als gesuchte β -Richtungen ergeben sich folgende:

- N 33° W, 48° S, zwischen Maximum I und II,
- N 10° W, 24° S, zwischen Maximum I und III,
- N 27° E, 64° S, zwischen Maximum II und III.

Als gemeinsamer Schwerpunkt dieser β -Richtungen ergibt sich eine Richtung N 12° W, 50° S. Sie lassen sich aber auch unmittelbar als Häufungen aller Schnittgeraden zwischen den s-Flächen oder, wie es auch hier geschehen ist, als Schnittlinien der den Häufungsschwerpunkten entsprechenden s-Flächen konstruieren.

Es ist nun möglich, daß diese verschiedenen β , ebenso verschiedenen B von Bewegungsplänen und Beanspruchungsplänen entsprechen, die damit diese Raumstetigkeit bewirkt haben, andererseits ist es aber auch möglich, daß nur ein Beanspruchungsplan vorliegt, denn es ist wohl damit zu rechnen, daß ein Bewegungsplan hier nicht durchaus gleichmäßig verlief, sondern durch Inhomogenitäten, besonders auch die örtlich verschiedene schräge Einspannung der Schichtlagen, abgelenkt und in seiner Symmetrielage (damit auch das B) verdreht wurde. So kann also das Abweichen von der strengen Tautozonalität auch auf die nur teilweise raumstetige Formung eines Beanspruchungsplanes im betrachteten Bereich zurückzuführen sein.

III. Die Salzlagerstätte

Allgemeines

Die Salzlagerstätte oder, wie der Salzbergmann sagt, das Salzgebirge, liegt, soweit es durch Grubenbaue erschlossen und bekannt ist, im hintersten Halltale in einer Seehöhe von 1300 bis 1700 *m*. Auch in Aushissen tritt die Lagerstätte an einzelnen Stellen zutage, die aber, wie es unser Klima bedingt, nur aus ausgelaugtem Haselgebirge und Gips bestehen, vielfach sogar, wie besonders auf der Seite des Isstaales, auch nur aus stark verwittertem Schutt von grünlichem Salzton, der durch Hangbewegungen auch verrutscht sein kann, daher den Ort des Anstehenden nicht mehr sicher erkennen läßt. Zu einem großen Teile ist die Lagerstätte von der Kalkscholle des Wildanger überdeckt.

Dem Streichen nach sind zwei Hauptteile mit einem Übergangsgebiet unterscheidbar. Zunächst der in der Zugangs- und Stollenrichtung gesehen vordere Teil, das „Vorhaupt“, d. i. das zwischen (zum Teil unter) dem Wildanger gelegene östliche Feld mit ungefähr NW—SE-Streichen, das also damit quer zum Streichen in der Wildangerscholle, jedoch gleich dem Streichen im anschließenden Teil der Karteller Scholle verläuft.

Das W-Feld, der rückwärtige Teil der Lagerstätte („Hinterhaupt“), der sich gegen das Stempeljoch hin erstreckt, liegt mehr auf der Isttalseite, wird aber ebenfalls zu einem großen Teil von der Wildangerscholle überdeckt. Sein Streichen verläuft besonders im westlichen Teile nahezu gleich dem der Wildangerscholle.

Das Einfallen ist in der ganzen Lagerstätte größtenteils nach S gerichtet, geht jedoch besonders im O örtlich auch in N-Fallen über.

Das Salzgebirge wird durch neun Horizonte erschlossen, die im folgenden zur Übersicht zusammengestellt sind, wobei die angeführten Höhen die Meereshöhen der Mundlöcher bedeuten.

Wasserberg	Wbg	1635·4 <i>m</i>
Oberberg	Obg	1607·8 <i>m</i>
Mitterberg	Mbg	1574·4 <i>m</i>
Steinberg	Stbg	1533 <i>m</i>
Königsberg	Köbg	1485 <i>m</i>
Kaisersberg	Ksbg	1458·3 <i>m</i>
Erzherzogsberg	Ebg	1422 <i>m</i>
Ferdinandsberg	Fbg	1333·3 <i>m</i>

Die Abkürzungen sind auf Karten und Profilen und z. T. im Text gebraucht. Die Stollen steigen in ihrem Verlaufe nach rückwärts mehr oder weniger an, was auch in den Profilen zum Ausdruck kommt. Ferner besteht noch ein Untersuchungsschacht, der „Jorkas Koch-Schacht“, der vom Königsberg bis in eine Tiefe von 1055 *m* reicht und noch durch eine Bohrung um 40 *m* verlängert wurde.

Gesteinsbestand und Schichtfolge. Tektonisches Verhalten

Auf den Gesteinsbestand der Salzlagerstätte kann hier nicht weiter eingegangen werden. Die Gesteine sind bereits von Schaubberger in mehreren Arbeiten beschrieben worden (L. 18, 19), die sich zwar in der Hauptsache nicht auf den Haller Salzberg beziehen, sondern auf den in vieler Hinsicht sehr ähnlichen Hallstätter Salzberg, doch viele Hinweise

auf Hall enthalten. Es muß aber gelegentlich, soweit es für Deutung der Tektonik notwendig ist, darauf eingegangen werden.

Eine sichere, ursprüngliche, also sedimentäre Schichtfolge ist nicht feststellbar. Es kann aber wohl, wie auch Schaubberger anführt, angenommen werden, daß die Schichten im allgemeinen noch in ihrem ursprünglichen Verband verliegen, d. h. was ursprünglich aufeinander gelegen ist, auch heute noch in seinem alten Verband liegt (Kontinuitätsprinzip nach Schaubberger). Doch ist das Kontinuitätsprinzip sicher nicht durchgehends gültig. Die Schichten werden zwar unter Wahrung ihres Verbandes zum großen Teil bei der tektonischen Verformung nur ausgewalzt. Auch daß starre (also weniger teilbewegliche) Schichten, wie z. B. Anhydrit und Salzton, dabei zerrissen werden und die einzelnen Brocken Rotationen ausführen, vermag, solange es sich um dünnere Schichten handelt, den Verband noch nicht wesentlich zu stören. Doch gehen solche Rotationen, besonders wenn es sich um dickere Schichten handelt, zuweilen in Einwickelungen über, die den Schichtverlauf unterbrechen. Auch Scherflächen können schräg in den Schichtverband eingreifen und dadurch nicht Zusammengehöriges nebeneinanderstellen.

Besonders bei mehrphasigen Umformungen, die in verschiedenen Richtungen verlaufen, können sich dadurch Bewegungsbilder mit Wiederholungen der Schichtfolge und Verfaltungen ergeben, die nicht mehr ganz auflösbar sind und dadurch eine Rekonstruktion der alten Schichtfolge unmöglich machen. In der Haller Lagerstätte kommt noch dazu, daß die obersten Teile der Lagerstätte bereits der Erosion und der Umgestaltung durch Auflockerung zum Opfer gefallen sind, wodurch die wahrscheinlich vorhandene Umhiegung nicht mehr erkennbar ist.

In ihrem Verhalten der Durchbewegung gegenüber lassen sich im Haller Salzgebirge im wesentlichen zwei Gesteinsgruppen unterscheiden: das Haselgebirge mit seiner im Vergleich zu sonstigen Gebirgsarten überaus großen Teilbeweglichkeit und die mächtigeren Anhydritlagen und Massen, die zwar auch eine gewisse Teilbeweglichkeit aufweisen, sich aber gegenüber dem Haselgebirge doch mehr als starre Massen verhalten. Schmalere Anhydritzüge sind hier zum Haselgebirge gerechnet, da mehr die Großbereiche behandelt werden.

Das tektonische Verhalten des Haselgebirges ist bereits von Schaubberger eingehend untersucht und beschrieben worden. (Die Fließstrukturen im Hallstätter Salzlager, Berg- und Hüttenm. Jb. 1931, S. 57.) Das Haselgebirge zeichnet sich durch große Teilbeweglichkeit aus, so daß es besonders im homogenen Bereich zu einem Ausgleich der Druckunterschiede kommt. Es strömt leicht von Stellen höheren zu Stellen verminderten Druckes und bildet daher örtliche Anschoppungen, anderseits wieder starke Auswälvungen.

Durch verschieden geartete Einlagerungen können Inhomogenitäten auftreten, n. zw. einerseits, indem Lager eines schwerer teilbeweglicheren Materials wie Anhydrit, sich einschalten, die bei der Auswälvung durch Überschreiten der Zugfestigkeit reißen, wodurch im weiteren Brockenzüge entstehen. Deren einzelne Teile führen im Verlauf der Durchbewegung Rotationen aus, wobei sie sich querstellen können. Unter entsprechenden Bedingungen ist es möglich, die B-Achse und damit die Symmetrie der Bewegung hierbei festzustellen.

An den Inhomogenitätsflächen bilden sich sehr oft Bewegungsflächen mit stärkerem Ausmaß der Bewegung aus. Es kommt zu Gleitflächen, die vielfach schräg in den homogenen Bereich eingreifen können und damit auch dort Unstetigkeiten hervorrufen. Es kommen damit Schichtglieder zur Berührung, die nicht zusammengehören und so zu falschen Verbindungen führen.

Eine noch größere Teilbeweglichkeit als das Haselgebirge im allgemeinen weisen die Salzeinlagerungen auf, die allerdings im Haller Salzlager keine größere Ausdehnung besitzen. Sie kommen hier meist nur in Form von Salzstrichen vor, können sich aber örtlich stärker anschoppen. Ihre leichte Beweglichkeit wird durch die große Löslichkeit und damit Neigung zu Umsetzungen noch erhöht. Sie weisen meist eine gut erkennbare Schichtung auf und zeigen daher besonders schön intensive Verfaltungen, wie z. B. im Utzschneider Werk.

Ein anderes Verhalten zeigt die als Anhydritgesteine zusammengefaßte Gruppe. Sie hestehen vor allem aus, in der Regel dunkelgefärbtem Anhydrit mit häufiger Beimengung von Dolomit, örtlich auch Breunnerit. Als verhältnismäßig dünnere Lagen ist ihr Verhalten schon unter Haselgebirge erwähnt worden. Im Haller Salzberg bilden sie aber auch mächtigere Massen, die sich in ihrem tektonischen Verhalten vom übrigen Haselgebirge stärker abheben.

Mit stellenweise intensiven Verfaltungen zeigen sie auch eine wenigstens unter bestimmten Bedingungen größere Teilbeweglichkeit an, antworteten aber vielfach auf Beanspruchungen unter Brucherscheinungen, besonders Breccienbildungen. Hierbei ist allerdings zu beachten, daß sicher auch sedimentär entstandene Breccien vorkommen. Eine Abtrennung heider wäre erst noch genauer zu untersuchen.

Wahrscheinlich, besonders in den letzten Phasen der Durchbewegung, verhielt sich der Anhydrit dem Haselgebirge gegenüber mehr als starrer Körper. Auch mächtigere Anhydritlagen wurden in Schollen zerlegt, die rotiert und z. T. quergestellt, hiebei auch stark abgerundet wurden, wie schon aus den Karten Schauhergers hervorgeht.

Eine gewisse Mittelstellung nimmt das Grausalzgebirge ein, das vielfach eine besonders durch den höheren Salzgehalt bedingte größere Teilbeweglichkeit aufweist, aber doch gegenüber dem Haselgebirge mehr Zusammenhang aufweist. Es wurde daher hier auch mit unter die Anhydritstreifen einbezogen.

Ehenso auch mächtigere Züge von Blättersalzgebirge. Im allgemeinen kann diesbezüglich auf Einzelheiten nicht eingegangen werden.

Besonders in den Auslaugungszonen sind oft recht mächtige Gipslager vorhanden, die zur Hauptsache wohl erst nach der tektonischen Durchbewegung aus dem Anhydrit durch Wasseraufnahme entstanden sind, doch ist es auch möglich, daß jüngere tektonische Bewegungen nach der Umwandlung in Gips erfolgt sind.

Hier ist zu unterscheiden und allenfalls durch eine genauere Gefügeanalyse zu untersuchen, ob eine solche Verformung im Gips

1. eine Abhildung einer älteren, bereits im Anhydrit entstandenen Verformung darstellt,
2. auf eine relativ jüngere Beanspruchung zurückgeht, die das bereits in Gips umgewandelte Gestein erfaßt hat,

3. mit Bewegungen zusammenhängt, die auf Quellungen bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips zurückzuführen sind. Letztere können schon durch die Lage der B-Achsen, die mehr örtlichen Bedingungen folgt und daher im ganzen mehr unregelmäßig sein wird, unterschieden werden.

Ohne auf weitere Einzelheiten des Baues der Lagerstätte einzugehen, ergibt sich nach der im bisherigen getroffenen groben Unterscheidung in die zwei Gesteinsgruppen Haselgebirge einerseits und Anhydrit andererseits auf Grund der Karten und Profile Schaubergers folgendes schematisch sehr vereinfachte Bild:

Deutlich heben sich zwei Gesteinszüge heraus, die vorwiegend aus Anhydrit, Grausalzgebirge und z. T. auch Blättersalzgebirge bestehen, die hier kurz als nördlicher und südlicher Anhydritzug bezeichnet werden. Die übrigen Zonen bestehen hauptsächlich aus verschiedenen Arten von Haselgebirge mit Salzstrichen, schmalen Anhydritlagen usw. Es sind eine südliche, eine nördliche und eine breite Zwischenzone. Die Trennung ist nicht immer scharf, es gibt Übergänge und Mischgebiete mit Anhydritschollen. Besonders unklar wird die Scheidung in den ausgelaugten und vergipsten Bereichen. Es kommt aber nur auf die grobe Übersicht an.

Dieses Bild dient z. T. nur als Vorzeichnung für unsere Betrachtung, die Heraushebung der Anhydritzüge ist aber auch oft wegen ihres anderen, dem Haselgebirge gegenüber viel starrerem Verhaltens wichtig. So besonders im unteren Teile des O-Feldes, wo der nördliche Anhydritzug zu einer recht mächtigen Masse bis zu 200 m Mächtigkeit anschwillt. Gegen das Mittel- und W-Feld löst er sich in Einzelschollen auf und geht z. T. in Blättersalzgebirge über.

Der südliche Anhydritzug besteht im W-Feld aus mächtigeren Anhydritschollen oder Lagen, im O-Feld mehr aus Grausalzgebirge.

Auf weitere, tektonisch oft recht interessante Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden.

Zum tektonischen Gefüge des Haselgebirges

Das Haselgebirge des Haller Salzberges erweist sich als wenig günstig für die Einmessung von Gefügedaten. Sind schon die s-Flächen in großen Bereichen wenig ausgeprägt und kaum oder gar nicht erkennbar, so gilt dies für die B-Achsen noch mehr. Besonders im eigentlichen Haselgebirge sind Verfaltungen oder auch Striemungen, die eine Einmessung linearer Richtungen ermöglichen würden, nur in seltenen Fällen vorhanden. Nur einzelne Einlagerungen, wie besonders die Salzstriche und Salzlagen, dann auch die verschiedenen Anhydriteinschaltungen, zeigen zuweilen Verfaltungen der meist gut ausgeprägten Bänderung. So z. B. die schönen Salzfalten im Utzschneider Werk.

Gute Möglichkeiten zur Einmessung von Gefügedaten bietet vielfach der Anhydrit, der häufig gut erkennbare Schichtung und auch Verfaltungen mit verschiedenen Achsenrichtungen aufweist. Weil er aber dem Haselgebirge gegenüber mehr die Rolle einer starren Masse spielt, ist er eigens für sich zu betrachten.

Da also, abgesehen von den größeren Anhydritlagen, innerhalb des Haselgebirges nur sehr wenig B-Achsen unmittelbar durch freisichtige Beob-

achtung zu erkennen und einzumessen waren, mußten die B-Richtungen aus der Lage der s-Flächen als „ β “ festgestellt werden.

Weil eine durchgehende Bearbeitung der Lagerstätte ziemlich Zeit erfordert und bei der schwierigen Erkennbarkeit der s-Flächen auch lückenhaft geblieben wäre, große Teile auch nicht mehr zugänglich sind, lag es nahe, die schon geleistete Arbeit von Dipl.-Ing. Schaubberger zu benutzen und seine ausgezeichneten Lagerstättenkarten und Profile unmittelbar zu verwenden. Z. T. waren in den Karten die s-Flächen bereits eingetragen, so daß sie gleich auf das Diagramm übertragen werden konnten. Sie konnten aber auch aus der Lage der eingetragenen Schichten aus Karte + Profil konstruiert werden, was den Vorteil größerer Gleichmäßigkeit in der Verteilung ergab und für gewisse Bereiche, in denen wohl wegen schwieriger Erkennbarkeit keine Fallzeichen eingetragen waren, auch notwendig war. Beide Verfahren wurden getrennt nebeneinander durchgeführt und ergaben gute Übereinstimmung im Ergebnis. Es wurde auch versucht, aus dem Generalstreichen der Karten, verbunden mit dem aus den Profilen ersichtlichen Einfallen, die Haupt-s-Flächen und daraus wieder die Haupt- β -Richtungen zu konstruieren. Ein Verfahren, das sich für die Deutung mancher auf statistischem Wege erhaltenen Maxima als sehr zweckmäßig erwies und auch gute Übereinstimmung mit diesen Maximas ergab.

Unabhängig von der Auswertung der s-Flächen wurden auch die eingemessenen B-Achsen in ein eigenes Diagramm (Abh. 24) eingetragen und ausgezählt. Da im Bereich des Haselgebirges nur sehr wenig B-Achsen festzustellen waren, bezieht sich das Diagramm eigentlich nur auf die B-Achsen innerhalb der größeren Anhydritlagen und wird deshalb erst mit dem Anhydrit besprochen.

Die wenigen im Haselgebirge auftretenden B-Achsen finden sich fast alle in den Salzeinlagerungen desselben und fallen durchaus mit den Häufungen der B-Achsen des Anhydrits zusammen.

Die wichtigsten sind folgende: Die Verfaltungen im Utzschneider Werk mit $B = N 50^\circ W$, horizontal bis 20° nach SE einfallend. Salzlinse im Krippschurf mit $N 35^\circ W$ horizontal. Auch die im Salz des Heidenreichwerkes (Steinherghorizont) auftretenden B-Achsen $N 65^\circ E$ und $N 30^\circ E$, horizontal, stimmen mit im Anhydrit auftretenden B-Achsen überein.

Diagramm der s-Flächen und β -Richtungen

Zur Feststellung der β -Richtungen wurden die in oben geschilderter Weise erhaltenen Daten der s-Flächen als Flächenpole auf eine Lagenkugel in flächentreuer Projektion (wie üblich auf die untere Halbkugel) eingetragen; zunächst nach Profilen getrennt in verschiedene Diagramme, wobei sie innerhalb dieser wieder mit verschiedenen Farben, je nach dem Horizont und mit verschiedenen Symbolen, je nach dem Gesteinszug, dem sie angehören, bezeichnet wurden. Dadurch war ähnlich wie bei einer Achsenverteilungsanalyse die Möglichkeit gegeben, sich wenigstens ungefähr auf die Ortslagen der eingemessenen Daten beziehen zu können.

Werden die ganzen s-Flächenpole auf ein Sammeldiagramm gezeichnet und gemeinsam ausgezählt, erhält man zwei Häufungen (in der Lage ent-

sprechend den Maximas „W“ und „E“ auf Diagramm Abb. 23), die durch geringere Besetzungen verbunden sind.

Zählt man nach Profilen getrennt in Teildiagrammen aus, so zeigt es sich ganz exakt, daß das eine Maximum („W“) dem W-Feld, das andere („E“) dem O-Feld der Lagerstätte angehört, die recht scharf getrennt sind. Die Übergänge in der Mitte auf Profil 8 gehören der Umbiegung an.

Für die Übersicht genügt es, die Diagramme aus den Profilen 5+6 (W-Flügel) und ebenso die Diagramme aus den Profilen 8+10+11 zusammenzufassen. Diese Gruppen zeigen im großen und ganzen jede für sich ein Anhalten der Häufungen mit einigen Abweichungen, deren Zuordenbarkeit aber aus den Originaldiagrammen jeweils abzulesen ist. Profil 7, das der Umbiegung des Lagerstättenzuges entspricht, nimmt eine Sonderstellung ein.

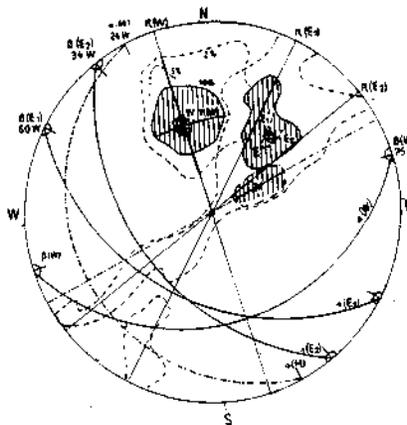


Abb. 23. Lagerstätte. Synoptisches Diagramm der s-Maxima mit π -Kreisen und β

Diese so erhaltenen Sammeldiagramme wurden jedes für sich ausgezählt und die sich dabei ergebenden Maxima auf ein synoptisches Diagramm übertragen (Diagramm Abb. 23).

Die s-Flächenpole aus dem W-Flügel, der ein recht gleichmäßiges Streichen und auch Einfallen aufweist, ergeben eine einzige gestreute Häufung „W“ (Streuung 30° in jeder Richtung), deren Schwerpunkt dem Pol einer Fläche mit dem Streichen $s_w = N 75^\circ E, 40^\circ S$, entspricht. Ein β läßt sich aus dem Sammeldiagramm nicht herauslesen, da die Streuung nach den verschiedenen Richtungen recht gleichmäßig ist, außer einer noch zu besprechenden geringen Verzerrung der 2%-Linie im Einfallen. Eine Konstruktion der Schnittlinien würde auf der Lagerstätte nur einen breiten Gürtel mit schwachen Häufungen ergeben, die zunächst nicht als unzufällig deutbar sind.

Erst aus den Teildiagrammen, gestützt durch die Kenntnis der Lagerstättentektonik, läßt sich herauslesen und nachweisen, daß einerseits deutliche Biegungen um eine ungefähr horizontale Achse $\beta = N 75^\circ E$ in den einzelnen Profilen als persistent ersichtlich sind (ihnen entspricht die Verzerrung in azimuthaler Richtung, also dem Einfallen), andererseits

schwächer ausgeprägte Schwankungen um eine nicht genau fixierbare Achse β' mit steilem Einfallen vorhanden sind. Die entsprechenden π -Kreise sind im Diagramm als Teilstücke innerhalb der Häufungen durch verstärkte Linien bezeichnet. Sie sind durch Verzerrungen des Maximums bereits angedeutet, u. zw. das horizontale $\beta = B$ durch eine Verzerrung der 2%-Linie, d. h. es sind also seltenere, aber stärker abgebogene s-Flächen, das steile $\beta = B$ durch eine allerdings sehr geringe Verzerrung der 10%-Linie, also schwache, aber häufigere Biegungen.

Man sieht also, wie selbst so geringe Verzerrungen deutbar sein können, allerdings ist ihre Unzufälligkeit erst durch Persistenz oder tektonische Beziehungen nachzuweisen. Im Gesamtdiagramm verlieren sich beide, auf verschiedene Ursachen zurückzuführende Verzerrungen in der Gesamtstreuung und werden undeutlich.

Für den O-Flügel (Profile Abb. 8, 10 und 11 auf Tafel XIX) ergibt sich ein Maximum „E“ (über 10% Besetzung) mit gürtelförmiger Ausbreitung der Besetzung über 2%, die deutlich wieder in zwei Gürtel aufgespalten ist. Auch im Maximum selbst tritt die Aufspaltung in die Teile E_1 und E_2 hervor, wenn der entsprechende Bereich mit einem $\frac{1}{2}$ %-Kreis ausgezählt wird (gestrichelte Linie), statt wie der übrige Teil mit einem 1%-Kreis (ausgezogene Linie). Ein Beispiel, wie wichtig die Wahl des richtigen Auszählkreises sein kann. Der Zerfall in die zwei Gürtel ist, wie die Teildigramme zeigen, auf den ganzen Bereich der drei Profile verteilt, geht also auf zwei über den ganzen O-Flügel sich auswirkende Prägungen zurück. Den zwei senkrecht stehenden π -Kreisen, die sich durch die zwei Gürtel durchlegen lassen, entsprechen die horizontalen B-Richtungen β (für E_1) = N 60° W und β (für E_2) = N 34° W.

Die Pole der s-Flächen des Mittelfeldes (Profil Abb. 8) ergeben ein recht weit gestreutes Maximum, dessen Schwerpunkt zwischen den Maximas „W“ und „E“ liegt. Die daraus konstruierbaren horizontalen β -Richtungen pendeln einerseits bis N 70° W (einzelne bis zu N 70° E), andererseits bis zu N 10° W.

Dieses Schwanken entspricht der Biegung der Lagerstätte aus dem W- in das O-Feld, wobei eine im Lagerstättenbild deutlich in Erscheinung tretende Ausbuchtung gegen E durch die extreme Abweichung im Streichen bis N 10° W gegeben ist. Im synoptischen Diagramm ist sie als Teilmaximum „M“ wiedergegeben. Es weist eine starke Verzerrung in der Richtung des Einfallens auf, so daß sich ein ausgesprochenes β -Maximum β (M) = N 24° W ergibt.

Gleichzeitig sieht man auch, daß diese Einbuchtung mit einem flacheren Einfallen von 10 bis 35° nach W verbunden ist, während sonst das mittlere Einfallen im W- und O-Feld zwischen 25—60° liegt. Im O-Feld kommen allerdings weniger häufig auch alle möglichen anderen Lagen vor, die tantozonal um die β -Richtungen N 34° W und N 60° W mit geringer Breitenstreuung liegen. Diese Streuung der Häufungen E_1 und E_2 (jedes für sich betrachtet) quer zu den π -Gürteln, also in NW—SE-Richtung, ist nur gering 10° bis höchstens 20°, so daß man jedenfalls aus dem Diagramm nicht auf ein (ungefähr SW einfallendes) $\beta' \perp \beta$ schließen kann.

Man kann zwar die den Schwerpunkten der Maxima „W“, „E₁“ und „E₂“ entsprechenden s-Flächen, also die mittleren Lagen aller dieser durch

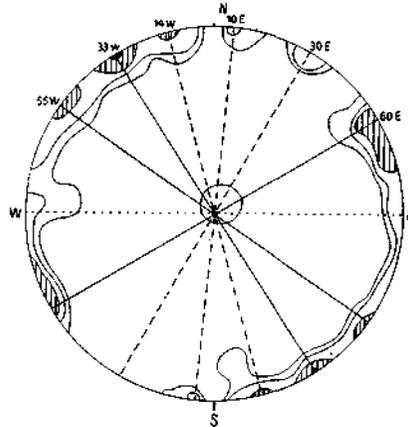
die Maxima dargestellten s-Flächen, zum Schnitt bringen und erhält damit folgende Schnittlinien:

$$\begin{aligned} &\text{aus } E_1 \text{ und } W: N 14^\circ W, 40^\circ S, \\ &E_2 \text{ ,, } W: N-S, 40^\circ S, \\ &E_1 \text{ ,, } E_2: N 21^\circ E, 50^\circ SSW, \end{aligned}$$

als mittlere Lage derselben N—S, $45^\circ S$. Die Bedeutung derselben ist noch fraglich. Im Bereich des eigentlichen Haselgebirges entsprechen ihnen keine sichtbaren reellen B-Achsen, außer vielleicht der an der Umbiegung vorhandenen kurzen Verschuppung mit steiler Achse (S. 191), wohl aber sind, wie weiter unten (S. 189) noch angeführt wird, im Anhydrit reelle B-Achsen mit gleichen Richtungen festzustellen.

Tektonisches Gefüge im Anhydrit

Die größeren Anhydritmassen der Lagerstätte sind noch zu wenig gründlich nach B-Achsen und auch nach s-Flächen durchgemessen, auch in der Lagerstättenkarte zu wenig Streichrichtungen angegeben, um immer



Maximum im Zentrum der Projektion einen Horizontalgürtel mit nur geringen Schwankungen in die Breite, in dem aber einige recht deutliche Häufungen auftreten. So zeigt sich ein sehr ausgeprägtes Maximum bei $N 33^\circ W$, ferner deutliche Maxima bei $N 50\text{--}60^\circ W$, bei $N 60^\circ E$ (bis $N 75^\circ E$) und bei $N 10\text{--}20^\circ W$, dann weniger besetzte, aber immer noch deutlich erkennbare bei $N 7\text{--}15^\circ E$, bei $N 30^\circ E$ und bei $E\text{--}W$.

Die verschiedenen Streichrichtungen sind im allgemeinen aber nicht als Überprägungen zu erkennen, sondern gehen meist mit dem Schichtstreichen, wobei sich der Übergang entweder mit einem allmählichen Wechsel des Schichtstreichens vollzieht oder auch hruweise unter Ausbildung einer oft sehr groben Breccie (meist mit Dolomit) vor sich geht.

Besonders die Achsenrichtung WNW geht häufig mit einem länger anhaltenden Schichtstreichen, wobei sehr häufig Verfaltungen nach diesen horizontalen bis schwach geneigten Achsen auftreten und so auch flacheres Einfallen bei sonst vorherrschender steiler Schichtstellung zustande kommt. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch bei der Streichrichtung ENE . Beide Richtungen können durch allmähliche Biegung des Streichens ineinander übergehen, wobei die s -Flächen immer steil stehen und gewöhnlich eine Wellung nach steilen, wenig ausgeprägten Achsen aufweisen. (Z. B. Erzherzogsberg-Hauptstollen bei $360\text{--}370 m$.) Bei kleinerem Radius der Biegung kann es auch zur Aushildung von Soherflächen kommen, die meist steil stehen und mitunter auch zur Breccienbildung. An einer derartigen Biegung im Erzherzogsberg-Hauptstollen ($336 m$) sind noch Steilachsen erkennbar (hauptsächlich am S-Ulm), daneben aber auch noch Verfaltungen mit horizontalen Achsen, u. zw. nach beiden Richtungen $N 50^\circ W$ und $N 55^\circ E$, die hier an einer steilen Bewegungsfläche aneinander stoßen.

Eine wichtige Rolle spielt die Richtung $N 30^\circ W$, die als örtliche Querfaltung in einer Breite bis zu einigen Meterzehnern auftritt, wobei die ganze Schichtstellung umgefaltet erscheint unter meist ziemlich intensiver Verfaltung. Der Übergang kann entweder stetig oder auch hruweise vor sich gehen. Verfolgt man das Streichen des Anhydrits im Stollen, so legen sich die etwa $N 50^\circ W$ streichenden, steil stehenden Schichten oft recht unvermittelt oder innerhalb weniger Meter flach und richten sich dann steil mit $N 30^\circ W$ Streichen wieder auf oder zeigen intensive Verfaltung nach $N 30^\circ W$ mit horizontalen Achsen.

Häufig hat sich am Übergang eine oft recht mächtige Breccienzone ausgebildet, in der außer in den einzelnen Bruchstücken selbst kein Streichen, weder flächenhaft noch linear, mehr zu erkennen ist.

Die gleiche Rolle als Querfaltung, doch weniger häufig, spielen auch die den Häufungen $N\text{--}S$ und $N 10^\circ E$ angehörigen Achsenrichtungen, doch sind sie etwas weniger verbreitet.

Tektonisches Gefüge der Lagerstätte

Bringt man die hier aufgezählten und beschriebenen B -Achsen in Übersicht und vergleicht sie mit dem Streichen und den β -Richtungen im Bau der Lagerstätte, so zeigt sich, daß zwischen den B - und β -Richtungen ziemlich weitgehende Ühereinstimmung vorhanden ist, daß also den β -Richtungen in der Regel auch ein reelles B entspricht, daß dieses gefundene β wirklich eine Achse der Durchbewegung ist.

Es lassen sich hiebei folgende Gruppen unterscheiden:

1. Vorwiegend horizontale oder nahezu horizontale Achsen, die mit einem Hauptstreichen (Längsstreichen) der Lagerstätte übereinstimmen. Es sind dies die Achsen N 50—60° W und N 60—75° E (ENE), weniger häufig auch E—W. Diese Achsen fallen aber nicht immer in die entsprechenden Bereiche des Längsstreichens der Lagerstätte, sondern finden sich auch in den anderen. Besonders schön sieht man dieses Übergreifen der Achsenrichtungen in der Biegung des Mittelstückes, wo das NW-Streichen der Achsen noch in den W-Flügel übergreift und umgekehrt das ENE-Streichen auch im NW-Flügel, hier sogar bei stellenweise NNW-Streichen, zu finden ist. Leider konnten in diesem Bereich bisher noch zu wenig B-Achsen gemessen werden, um dies statistisch darzustellen.

2. Fast oder ganz horizontale Achsen, die einem Querstreichen der Lagerstätte entsprechen. Es sind dies vor allem die Achse B = N 30—35° W und die übrigen zwischen N 20° W und N 15° E liegenden B-Achsen.

3. Eine dritte Gruppe bilden dann die steilen Achsen, die nicht als intensive Faltung, sondern meist nur als flache Wellung oder Biegung auftreten. Wie ein in der Nusko-Schachtrichte entnommenes, aber noch nicht näher untersuchtes Handstück zeigt, treten sie auch im Korngefüge in Erscheinung. Sie sind darin noch durch genauere Gefügeanalysen zu untersuchen.

Dem Verhältnis der Achsen ENE zu WNW, bzw. NW zueinander scheint eine Biegung der ganzen Lagerstätte unter Einspannung in die neue Beanspruchungs- und Bewegungsrichtung, in die die Lagerstätte damit gebracht wurde, zugrunde zu liegen. Wobei als Biegungsachsen Steilachsen als Überprägungen auftraten, wie sie z. T. auch, allerdings meist nur schwach erkennbar, aufgefunden wurden.

Die Richtungen N 30° W und die anderen Querfaltungen erscheinen hingegen als Überprägungen, die mit Umfaltungen der bisher nach WNW, bzw. ENE streichenden, z. T. auch nach diesen Richtungen horizontal verfalteten Lagerstätte. Damit verläuft dieses Streichen (N 30° W usw.) in der Regel quer zum Hauptstreichen der Lagerstätte, nur in der großen, in der Mitte gelegenen Umbiegung selbst findet sich auch ein allmähliches Einbiegen des Hauptstreichens mit N 20° W in die Querrichtung. Im Lagerstättenbild tritt dies durch die flache, nach ENE gerichtete Ausbauchung in Erscheinung.

Vergleicht man die Ergebnisse der Gefügediagramme mit dem Bild der Lagerstätte, wie es sich aus den Kartenbildern und Profilen nach Schauburger ergibt, so sieht man, daß der W-Flügel ein im allgemeinen recht gleichmäßiges Streichen und vor allem auch Einfallen hat und größere Abweichungen fehlen. Der O-Flügel bietet hingegen ein viel unruhigeres Bild, es sind einmal die durch die zwei B-Richtungen (WNW und NNW) gegebenen Schwankungen im Streichen, die sich besonders gegen die große Umbiegung hin auswirken, während nach O hin das Streichen im Gesamtbild mehr nach WNW verläuft. Besonders sind es aber die viel stärkeren Schwankungen und Biegungen nach den horizontalen B-Achsen (hauptsächlich der Achse WNW), die, wie besonders aus den Profilen Schaubergers zu ersehen ist, zu beträchtlichen Verfaltungen bis zu Einwickelungen führen.

Gegen das Mittelfeld überwiegt die Richtung N 35° W, die oft auf längere Erstreckung (600 m im Oberberg und Mitterberg) ziemlich gerade verlaufen kann, bis sie scharf gegen das ENE-Streichen des W-Feldes umbiegt. Dabei bildet sie vor allem in mittleren Horizonten die schon erwähnte Einbuchtung, die vorwiegend aus dem leicht beweglichen Haselgebirge und Grausalzgebirge besteht. Sie paßt sich damit mit ihrem Streichen N 35° W dem gleichverlaufenden W-Rand der Karteller Scholle an, mit der die Gesteine des Haselgebirges auch verschuppt sind. Dies wird auch durch das Auflösen der großen Anhydritmasse nach NW hin ermöglicht.

Auffallend ist, daß besonders der südliche Anhydrit-Grausalzzug nicht gleichmäßig um die Umbiegung weiterzieht, sondern die Fortsetzung querversetzt ist, d. h. der W-Flügel etwas nach S gerückt und beide auf kurze Erstreckung etwas übereinander gelagert sind. Es stellt dies wohl eine Verschuppung in E—W-Richtung mit steiler B-Achse dar. In tieferen Horizonten ist dies nicht mehr so deutlich. Der Übergang vollzieht sich auch hier allmählicher von N 60° W des O-Feldes über E—W in der Mitte in N 80° E des O-Feldes.

Diese kurze Verschuppung ist von Bewegungen mit horizontaler Achsen gefolgt und überprägt worden, so daß ihre Spuren im Gefüge ohne nähere Untersuchung nicht mehr hervortreten, möglicherweise ist durch Korngefügeuntersuchungen die größere Verbreitung derartiger steilachsiger Bewegungen noch feststellbar.

Die Verfaltungen, die im O-Felde herrschen, gehen gegen die Tiefe in ein Umbiegen nach N um eine horizontale Achse über. Dies ist deutlich allerdings erst als Ansatz in der südlichen Grausalzzone zu ersehen. Weiter im W kommt es auch in der Tiefe des Jorkasch Koch-Schachtes nicht mehr zum Ausdruck. Dagegen weiter östlich, besonders im Ferdinandsberg. Das Haselgebirge zieht hier unter die nach unten abgerundete und scheinbar endigende Anhydritmasse nach N in die Tiefe. Es scheint, daß auch der Anhydrit eine große Biegung ausführen würde.

Schließlich fallen die nördlichsten Züge des Haselgebirges noch unter die nach N abtauchende S-Grenze der Karteller Scholle, wie man im vorderen Teil des Ferdinandsberges bis hinauf zum Pekin-Schurf, in dem auch flache Lagerung auftritt, sehen kann (Profil 12).

Diese Verhältnisse sind auf Profilen von Schauherger sehr übersichtlich zu ersehen: In Profil 11 die große Anhydritmasse mit der Faltenbiegung, darunter im Ferdinandsstollen das Haselgebirge. Eine Abgrenzung des Anhydrits nach unten ist hier nicht erschlossen, doch wie aus dem Profil 12 zu ersehen ist, in der Gegend des Pekin-Schurfes. Die südliche Grausalzzone reicht nicht so tief, um die Umbiegung erkennen zu lassen. Profil 10 zeigt deutlich das Umbiegen des S-Randes der Anhydritmasse und das darunter Einfallen des Haselgebirges, ebenso auch der Ansatz zur Umbiegung in der südlichen Grausalz-Anhydritzone mit dem begleitenden Haselgebirge. Bemerkenswert ist die z. T. stufenartige Auflösung der großen Anhydritmasse nach oben. Es scheint, als wäre dies unter Einwirkung der darüber bewegten Wildangerscholle als Abscherung erfolgt.

Weiter nach NW ist die große Anhydritmasse schon ganz in einzelne Sobollen aufgelöst. Die große Einbuchtung im Mittelfeld erscheint stark flach auseinandergezogen, da das Profil hier z. T. nahe dem Streichen

verläuft. Darunter sind Einwickelungserscheinungen im Haselgebirge sichtbar. Im S Andeutung einer Umbiegung, die im Schacht aber nur mehr als Flexur auftritt. Die Verhältnisse sind in der Tiefe noch ganz ungeklärt.

Die Profile 5 und 6 zeigen das verhältnismäßig gleichmäßige S-Fallen, aber doch Anzeichen geringer Biegungen um eine horizontale Achse.

Jüngere Bewegungsflächen im Salzgebirge

Im Salzgebirge kommen auch Flächen und Zonen vor, in denen ersichtlich jüngere unstetige Bewegungen erfolgt sind. Es sind Bewegungsflächen, die durch ihre meist sehr glatten Flächen und die Ausbildung von Harnischen gekennzeichnet sind und sich manchmal zu breiteren Zonen häufen.

Es liegen noch zu wenig Messungen vor, um sie statistisch erfassen zu können, doch läßt sich jetzt schon feststellen, daß steilstehende Flächen überwiegen, wenn auch verschiedene Richtungen vorhanden sind. Auch den Harnischrichtungen entsprechen vorwiegend senkrechte bis steile Bewegungen. Damit sind sie wahrscheinlich auch zu den jüngeren Bewegungsvorgängen zu stellen, die mit dem Niedersinken der Inntaldecke zu den vorwiegend E—W streichenden Bruchflächen und Zonen, wie die Halltaler Störung, geführt haben.

Umgrenzung der Lagerstätte und Einbau in die Gebirgstektonik

Die Grenzen der Lagerstätte sind nur teilweise bekannt, besonders in den tieferen Horizonten. Wo sie aber erschlossen sind, sind sie stets durch einen verschieden mächtigen, im allgemeinen aber nicht sehr starken Mantel aus Rauhacken gegeben, u. zw. durch keine rein tektonische Rauhacke, sondern es ist die Rauhacke der Reichenhaller Schichten, die allerdings fast immer noch stark tektonisch verändert ist. Die Rauhacken umgeben also als relativ dünner Mantel die ganze Lagerstätte und sind mit ihr emporgequollen.

Grenze nach N. Im oberen Isstal (Halltaler Pfeis) ist die N-Grenze des nach N und oben vordringenden Lappens einwandfrei durch die an mehreren Stellen erschlossenen Rauhackenzonen gegeben. Wie aus der Karte (Abb. 2) zu sehen ist, verläuft sie in einem nach N schwach ausgebauchten Bogen und biegt dann begrenzt durch die Karteller Scholle nach SE ab. Am W-Rand der Karteller Scholle ist das Salzgebirge, bestehend aus Haselgebirge, Gips und dem Rauhackenmantel, mehrfach mit dem Wettersteinkalk + Raibler Schichten sowie auch Muschelkalk der Karteller Scholle verschuppt (Profil Abb. 25).

Schon Mojsisovics (L. 12) hat von dieser Stelle, der Mitterberg Runse, ein Profil gegeben. Die komplizierten tektonischen Verhältnisse sind in dem Rutschgehänge im oberen Teil der Runse recht gut erschlossen. Das Streichen ist hier im allgemeinen $N 45^{\circ} E$, geht aber gegen N immer mehr in $N 30^{\circ} E$ über, das Einfallen in der Karteller Scholle selbst etwa 45° nach E, im Salzgebirge bis zum abschließenden Muschelkalk mehr senkrecht, wahrscheinlich durch tektonische Bewegungen bedingt.

Von unten nach oben folgt über dem Haselgebirge mit Gips ein Rauhackenzug, der sich im Gelände vom Issjöchl über den Mitterberg bis zu einem hauptsächlich daraus bestehenden Felskopf zwischen Steinberg und der Steinbergwand verfolgen läßt. Dahinter folgt noch einmal ein schmaler

Streifen von Gips mit Haselgebirge, darauf im Steinbergprofil unmittelbar an einer auch mit etwas Rauhwacke belegten tektonischen Grenze (N 40° W, ⊥), die zur Ausbildung der bekannten Steinbergwand führte, der Wettersteinkalk (mit einem Streichen N 45° W, 45° N).

Verfolgt man diese etwas unregelmäßig geformte, aber doch im allgemeinen gleichlaufende, wandbildende tektonische Grenze weiter nach NW, so legt sich bald eine Bank von dunklem Muschelkalk dazwischen, die südöstlich des Issjöchls eine auffallende, senkrecht stehende Felsmauer bildet. Diese streicht bereits N 30° W, macht aber an ihrem N-Ende einen Ansatz

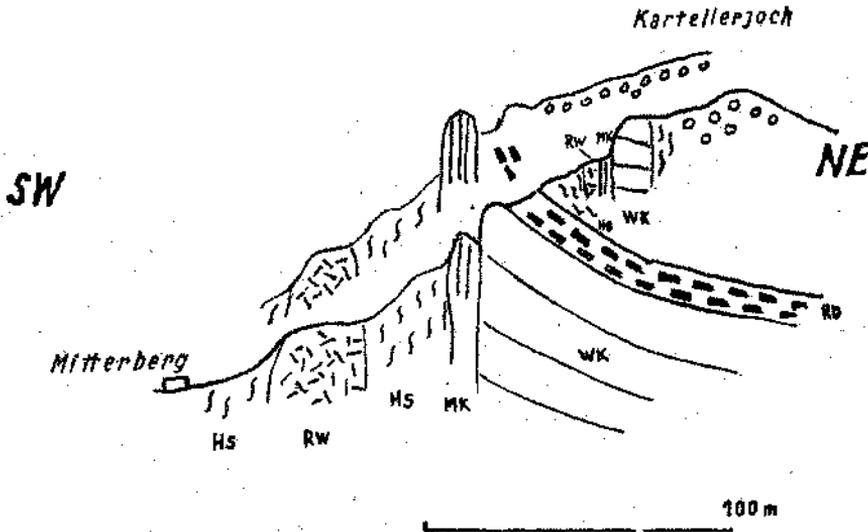


Abb. 25. Profil entlang der Mitterberggrunse

zur Biegung in N 70° W. Auch der Wettersteinkalk der Steinbergwand zieht allmählich schmaler werdend weiter und läßt sich bis zum Weg knapp nördlich des Issjöchls verfolgen. Darüber folgt als nächstes stratigraphisches Glied die Raibler Mergel mit einer Oolithbank (Streichen N 45° W, 45° NE). Über den Raibler Schichten liegt wieder als zweite tektonische Einschaltung ausgelaugter Salztouren mit Gips bei gleichem Streichen. Dann weiter in normaler Abfolge, doch tektonisch stark verringerter Mächtigkeit etwas Rauhwacke, die nach O hin stärker wird und eine schmale Bank von dunklem Muschelkalk. Dann wieder eine Scholle aus Wettersteinkalk, verbunden mit Raibler Mergel und Oolith, die Querstörungen nach N 10° W aufweist und nach NE nochmals von einer 3. tektonischen Einschaltung grüner Tonmergel begleitet ist. Die unmittelbar darüber ansetzende flache Kuppe wird von einem Blockwerk aus durch Erosion gerundeten dunklen Kalken gebildet, die am ehesten wohl zu den Raibler Schichten zu stellen sind, besonders nach N hin wird sie auch von Moränen bedeckt.

Es liegt hier also eine Verschuppung von mittlerer Trias (Muschelkalk—Wettersteinkalk—Raibler) mit dem Salzgebirge vor, wobei besonders die

Tonmergel als leicht bewegliches Zwischenmittel wirkten. Nach SE hin keilt diese wahrscheinlich von oben her erfolgte Einschuppung aus und wird von den Raibler Schichten abgelöst.

An der S-Seite der Karteller Scholle sind die letzten obertägigen Aufschlüsse der Felskopf westlich über den Herrenhäusern und die Vorkommen unter der Steinbergwand. Im Ferdinandsberg ist das Haselgebirge 200 m tiefer wieder bis zu Lagerstättengrenze erschlossen, die wie oben durch eine tektonisch stärker durchbewegte Zone mit Rauhwaacke und Muschelkalkschollen gegeben ist, worauf wieder der Wettersteinkalk der Karteller Scholle folgt, in dem zunächst NW-Streichen mit schwachem NE-Fallen, dann aber Streichen N 80° E mit 20° Einfallen nach S durch Feinschichtung sichergestellt ist.

Weiterhin fehlen Aufschlüsse. Erst knapp südwestlich von St. Magdalena bildet wieder mächtige Rauhwaacke einen dicht bewaldeten, steilen Felskopf, an dem noch einige Reste von Gehängebreccie angeklebt erhalten geblieben sind. An dem darunter vorbeiführenden Fahrweg kommt Haselgebirgsschutt zutage, an einer Stelle, die auch durch Quellaustritte gekennzeichnet ist. Nach S grenzt die Rauhwaacke fast unmittelbar — ein paar Meter sind nicht aufgeschlossen — an den Hauptdolomit, bzw. Plattenkalk des Zunterkopfes, dessen Schichten hier ganz in E—W-Streichen einlenken.

Im ganzen untersten Halltal fehlen Haselgebirgsaufschlüsse, doch wurde angeblich im Eihental an einer nicht mehr bekannten Stelle ehemals Haselgebirge aufgeschürft.

Dagegen konnte ich an der N-Seite des Tales, gegenüber der II. Ladhütte, in einer Kluft eine tektonische Breccie mit Haselgebirge feststellen. Sie liegt am Unterrand der Felsen, die die mächtigen S-Abstürze des Bettelwurfmassivs bilden. Hier befindet sich am oberen Ende eines Schuttkegels eine etwa 6 m tiefe, im Innern nach oben sich wieder öffnende Höhle, die von einer etwa 2 m breiten N 65° E streichenden saigeren Kluft gebildet wird, die im Hintergrund noch mit einem tektonisch stark zerriebenen Gemenge von Rauhwaacke, typischen Dolomiten und Kalken der Reichenhaller Schichten sowie Material aus Haselgebirge gefüllt ist. Unter letzteren fallen besonders grünliche Sandsteine als hesser erhalten und typisch auf.

Als nächstes Vorkommen von Haselgebirge nach O ist aus den Beschreibungen Ampferers Salzton bei der Walder Alpe (am Weg zur Hinterhorn-Alpe) bekannt. Es ist ein zunächst praktisch wenig bedeutendes Vorkommen, daß es an der hier auch stehenden östlichen Fortsetzung der Halltaler Störung liegt und durch Aufschleppung aus wahrscheinlich größerer Tiefe dahin befördert wurde. Es kann aber als Anzeichen eines in der Tiefe liegenden, möglicherweise salzhaltigen Haselgebirges gewertet werden.

Decke der Lagerstätte und S-Grenze. Die Überdeckung der Lagerstätte ist in den mittleren Teilen unter dem im Gelände hervortretenden NO-Sporn des Wildangergebirges aufgeschlossen und am Mitterberg- bis Wasserberghorizont durch Wassergebäude — Gruhenbauten zum Abfangen der zuströmenden Wasser — zugänglich.

Es sind die Partnachkalke des Wildanger, die hier stark von Klüften und Bewegungsflächen mit oft schönen Harnischen durchsetzt sind und an den Rauhwaackenmantel mit tektonischer Fläche angrenzen. Jedenfalls zeigt es sich als ein Gebiet stärkerer tektonischer Bewegungen.

Unmittelbar unter den Rauhwacken folgt in der Regel eine verschieden mächtige Lage von nunmehr ganz vergipstem Anhydrit und dann eine Zone von ausgelaugtem Haselgebirge.

Die untere Grenzfläche der Kalke ist nicht eben, sondern zeigt deutliche Wellungen, deren Achse noch nicht genau bestimmbar war, aber ungefähr N 60° W streichen dürfte, also bekannten Absenlagen des Haselgebirges entspricht.

In tieferen Horizonten unter dem Mitterberg, ist das Deckgebirge, dessen Grenze infolge des steileren Einfallens nunmehr zur S-Grenze der Lagerstätte wird, nirgends mehr erschlossen. Die Gruhenbaue reichen nur mehr bis an die Salzgrenze, die Grenze zum Ausgelaugten. Die Grenze zum Deckgebirge läßt sich aber nach der Schichtlage im Salzgebirge ungefähr bestimmen und dürfte im allgemeinen nicht mehr sehr weitab liegen.

Die Rauhwacke kommt im S-Gehänge des Wildanges wieder zutage, u. zw. in beträchtlicher nach W bis zur Thaurer Alm zunehmender Mächtigkeit (bis über 200 m) und mit S-Fallen. Sie muß also im Querprofil gesehen unter dem Wildanger einen muldenförmigen Bau besitzen, wie er auch in den Profilen angedeutet ist. Ob das Salzlager diesen Bogen noch mitmacht oder ob es im aufsteigenden Schenkel schon ganz ausgedünnt ist, darüber läßt sich zunächst nichts sagen. Ein ausgehliches Vorkommen von Salzton bei der Thaurer Alm gibt noch keinen entscheidenden Hinweis, da es sich in dieser so stark tektonisch gestörten Zone auch um eine weiterreichende Verschleppung handeln kann.

Auffallend ist im Deckgebirge der nördlich des Törlgrabens weit nach E hinunterziehende, schmale Felssporn aus Unterem Muschelkalk bis Reichenhaller Schichten. Er scheint ziemlich in die Tiefe zu reichen, ist aber von der Lagerstätte her nicht mehr aufgeschlossen, doch macht er sich durch Wassereinbrüche (Zacher Wasserbau am Steinberg-Horizont) bemerkbar.

Fortsetzung nach W. In dieser Richtung enden die Gruhenaufschlüsse etwa 600 m östlich des Stempeljoches. Der N-Rand der Lagerstätte und auch die nördlichen Haselgebirgszüge biegen zum Schluß etwas gegen S ab, wodurch bei gleichem Streichen der übrigen Gesteinszüge eine geringe Verschmälerung eintritt. Sonst weist aber im Lagerstättenbild noch nichts auf eine wesentliche Einengung oder Aufbören hin. Auch die Überdeckung der Lagerstätte sinkt hier noch nicht merklich gegen W ab.

Projiziert man das letzte Lagerstättenprofil (Tafel XIX, Abb. 5) in das Profil des Stempeljoches (Tafel XIX, Abb. 4), so zeigt sich, daß auch hier noch genügend Raum für die gleiche Ausdehnung der Lagerstätte vorhanden ist, wie im weiter östlich gelegenen Profil. Daß der im Gelände so hervortretende Verbindungsgrat Stempeljoch—Pfeiserspitze auch in der Tiefe weiter hinuntergreift, dafür ist kein Grund vorhanden. Er ist eine mehr morphologische Erscheinung. Auch der stellenweise stärkere Wasserdruang, der in den rückwärtigen Teilen der oberen Horizonte vorhanden ist und örtlich mit einem größeren Tiefgang der Gipszonen verbunden ist, könnte auch mit einer stärkeren Zerklüftung und größeren Häufigkeit von Störungszonen in dem darüber liegenden Kalkgebiet (siehe S. 179) erklärt werden. Vielleicht mag auch eine herübergreifende Auswirkung des Einzugsgebietes der Pfeis eine Rolle spielen.

Weiter nach W über die Pfeis in das Gleirschtal ist entsprechend dem allgemeinen Absinken der hier nun immer deutlicher werdenden großen Mulde mit einem Tiefergehen der Salzgebirgsdecke zu rechnen. Das zeigen auch die 1949 durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen, die südlich der Pfeishütte allerdings nur ergeben haben, daß bis mindestens 1500 m Seehöhe kein Salzgebirge festzustellen war, seine Obergrenze also hier wenigstens 200 m tiefer liegt als im Profil 5. Erst im Samertal gelang es, die Obergrenze des mergeligen Horizontes 200 m unter der Talsohle, also in 1300 m Seehöhe, festzustellen.

Vermutliche Tiefenausdehnung der Lagerstätte

Nach der Teufe hin ist die Lagerstätte am wenigsten erschlossen, in normaler Breitenausdehnung gegen ihre Grenzen nur bis zum Horizont des Erzherzogberges. Im Ferdinandsberg 1333 m ist fast nur der Hauptstollen vorhanden, der nicht ganz bis zum Profil 3, also noch nicht bis zur Mitte der Lagerstätte reicht. Breitenaufschlüsse fehlen fast ganz. Der Jorkasch-Koch-Schacht reicht zwar bis fast 1000 m SH, doch sind die Angaben über Streichen und Fallen sehr unsicher.

Die Aufschlüsse reichen also gerade nur bis dahin, wo die Lagerstätte beginnt, in eine andere tektonische Ausbildungsform überzugehen. Das allgemeine S-Fallen, das in höheren Teilen vorherrscht, wird in einer Seehöhe von 1400 bis 1500 m steiler und geht wenigstens im O-Flügel z. T. in N-Fallen über. Auch der Anhydrit scheint sich unmittelbar nach unten nicht fortzusetzen, sondern unter Abrundung und Zerschollung aufzuhören oder vielleicht auch nach N abzubiegen. Jedenfalls sind die Verhältnisse hier noch recht ungeklärt.

Auch der S-Rand der Karteller Scholle, die die nördliche Abgrenzung des Salzgebirges bildet, fällt nach N ein, so daß also die Lagerstätte, die das natürliche Liegende der Karteller Scholle bildet, unter den Wettersteinkalk dieser einfällt.

Es ist also zumindest für den O-Flügel eine Verbreiterung der Lagerstätte nach unten, besonders gegen N hin, wahrscheinlich und schließlich auch eine weitere Fortsetzung nach N unter den Bettelwurfkamm, wie dies schon Ampferer in seinem Profil (L. 5, Fig. 36) zeichnet.

Die bei meinen Untersuchungen festgestellten Querverbiegungen geben einen Hinweis, der dieses Weiterreichen der Salzlagerstätte nach N recht wahrscheinlich macht. Es ist sicher kein Zufall, daß diese Querverbiegungen gerade hier im Gebiete des Halltales auftraten. Weder weiter westlich im Gleirschtal noch östlich vom Bettelwurf sind sie in diesem Ausmaß vorhanden. Nur im unteren Gleirschtal findet sich ein kurzer Knick mit $B=N 30^\circ W$, der sich besonders im Streichen der Raibler Schichten ausdrückt (siehe Blatt Zirl—Nassereith der geologischen Spezialkarte). Soweit dies ohne nähere Untersuchungen aus der Karte und im Gelände zu überblicken ist, fehlen stärkere Querverbiegungen auch in der nördlich anschließenden Mulde Hinterautal—Vompertal. Wie schon am steilen N-Flügel des Gleirsch—Bettelwurfgewölbes zu sehen ist, streicht sie gleichmäßig E—W mit allmählichem Absinken nach W, abgesehen natürlich von jüngeren Störungen. Auch das Gewölbe der Hinterautalkette weist nur schwache Querverbiegungen auf.

Es ist wohl einer größeren Beweglichkeit des Untergrundes zuzuschreiben, daß die E—W gerichteten Beanspruchungen gerade hier zu tiefergreifenden Querverfaltungen geführt haben. Im allgemeinen haben sich die E—W-Bewegungen mehr in den Gipfelgebieten abgespielt, hier aber durch die Nachgiebigkeit des Untergrundes mehr in die Tiefe gewirkt, wie besonders an der S-Seite des Bettelwurfmassivs. Diese größere Beweglichkeit kann wohl am ehesten durch ein darunter liegendes Salzgebirge mit seiner großen Teilbeweglichkeit bedingt sein.

Gerade an der Südseite des Bettelwurfs erhält diese Annahme noch einen Beweis durch das in einer Kluft emporgedrungene Haselgebirge.

So erscheint also der bisher bekannte Teil der Lagerstätte nur als emporgedrungener Teillappen einer größeren und weiter ausgedehnten Lagerstätte, die in einem tieferen Niveau (1000 m und mehr) liegt.

Während der emporgedrungene Teillappen in seiner Ausdehnung und Beschaffenheit recht gut bekannt ist, auch seine Umgrenzung bis auf die noch fragliche W-Fortsetzung, ist die Ausdehnung und Umgrenzung des tiefergreifenden Hauptteiles noch sehr unsicher. Nur nach S hin ist die Abgrenzung auf jeden Fall durch die Halltaler Störung gegeben, an der die sonst tiefere Lechtaldecke höher gerückt ist und damit die Inntaldecke und damit das ihr angehörige Salzlager abschneidet. Nach N ist, wie schon ausgeführt, ihre Ausdehnung bis wenigstens unter dem Hauptkamm wahrscheinlich, nach O ziemlich sicher bis unter die Biegung des Halltales, nach W wie beim Teillappen wahrscheinlich bis zum Stempeljoch, weiter noch möglich.

Unter dem Druck der aufliegenden Gebirgsmassen ist also ein Teil der Lagerstätte unter Mitnahme eines Rauhwackenmantels, z. T. auch Fetzen von Reichenhaller Schichten und Muschelkalk emporgepreßt und in einen unter geringerem Druck stehenden Raum bewegt worden, immer aber noch unter dem Zwang der tektonischen Beanspruchung. Wir finden das „Amplatzgefüge“ auch stets noch in der Lagerstätte ausgeprägt. Es ist allerdings zu beachten, daß das leicht teilbewegliche Salzgebirge nur mehr die letzten Prägungen zeigt, während frühere bereits überprägt wurden. Es ist also möglich, daß in früheren Phasen wenigstens örtlich ein Einströmungsgefüge bestanden hat und vielleicht auch in Relikten noch nachweisbar ist, in denen die Linearstrukturen in der Fließrichtung liegen und nicht, wie hier besprochen, quer dazu als B-Achsen.

Die größte Belastung erfolgte durch das Gewölbe des Lavatscher—Bettelwurfkammes, das gegenüber der Wildangerscholle tiefer eingesunken ist. Zwischen beiden blieb grob ausgedrückt ein Spalt frei, in dem der emporgepreßte Lappen der Lagerstätte mit dem W-Flügel entsprechend der Richtung dieses Spaltes mit ENE-Streichen der Achsen eingepreßt wurde.

Der O-Flügel mit der Anhydritmasse wurde an die im O das Widerlager bildende Karteller Scholle angepreßt und erhielt bei diesen Bewegungen konform der W-Begrenzung ein Gepräge mit vorwiegend WNW-Achsen in den östlicheren Teilen und mit NNW-Achsen gegen den Mittelabschnitt der Lagerstätte hin. Besonders durch den Schutz der großen Anhydritmasse, die ebenfalls ein starres Widerlager bildete, um das sich das Haselgebirge herumlegte, bedingt, konnte in diesem toten Winkel der Einhuchtung leicht teilbewegliches Haselgebirgsmaterial (+ Grausalzgebirge) hinbewegt

werden. Hier könnten am ehesten auch noch Relikte mit richtigem Einströmungsgefüge gefunden werden. Im wesentlichen ist aber auch dieser Bereich unter Beanspruchung mit NNW-Achsen, z. T. auch steilen B-Achsen (wie die Querverschuppung zeigt) durchbewegt und weist Amplatzgefüge auf.

Die südlichsten Salzgebirgszüge weisen ein gegen S allmählich zunehmendes Anpassen an die vermutliche S-Grenze des Deckgebirges auf, die keinen solchen Knick wie die N-Grenze hat und daher mehr gerade verläuft.

Auf die Anschauungen von Seidl über die Haller Salzlagerstätte (L. 23) brauche ich hier nicht einzugehen, ich verweise nur auf die Ausführungen Ampferers (L. 5), der die Unhaltbarkeit der Deutungen Seidl's gegenüber den Ergebnissen seiner Aufnahmen mit mehreren Gründen belegte, denen ich mich nur anschließen kann.

IV. Beziehung zwischen dem tektonischen Gefüge der Salzlagerstätte und der Tektonik des Wettersteinkalkes

Vergleicht man diesbezüglich beide Gebiete miteinander, so sieht man, daß die B-Achsen, bzw. die β -Richtungen, wenigstens in bezug auf das Streichen der Vertikalebene, in denen sie liegen, oft recht gut, sogar genau übereinstimmen.

Für die Achsen der Großfaltung E—W des Karwendels ist allerdings in der Salzlagerstätte kein Korrelat zu finden. Es ist wohl anzunehmen, daß es im Haselgebirge ganz umgeprägt und daher nicht mehr vorhanden ist. Im Anhydrit sind vielleicht noch stellenweise alte Reste vorzufinden.

Dagegen lassen sich die Querverfaltungen in beiden Bereichen mit gleichen Achsenrichtungen wiederfinden. Besonders gilt dies für die am besten vertretene Richtung N 34° W. Sie ist am Kl. Lavatscher als gut ausgeprägtes β vorhanden (siehe Diagramm Abb. 22), tritt in genau derselben Richtung als stärkste Häufung der Faltenachsen im Anhydrit auf (als Überprägung älterer Richtungen) und wieder als β , also als tautozonale Achse der s-Flächen im Haselgebirge (N 34° W). Sie liegen auch in fast unmittelbarer gegenseitiger Fortsetzung.

Auch für die übrigen Richtungen läßt sich zwar nicht so auffallend exakt, aber doch hinreichende Übereinstimmung finden.

Nun ist allerdings noch ein Unterschied vorhanden, nämlich daß die angegebenen Achsen im Salzgebirge fast durchaus mit wenigen Ausnahmen horizontal liegen, während sie im Wettersteinkalk mit oft beträchtlicher Steilheit (die Achse N 33° W mit 48°) nach S einfallen. Dies hängt natürlich mit dem allgemeinen Einfallen als S-Flügel des Lavatschergewölbes zusammen. Man kann nun entweder annehmen, daß die Schichten nach der Überprägung erst steiler gestellt wurden oder, was hier wahrscheinlicher ist, das Gewölbe bereits vorhanden war und die B-Achsen des Planes sich in die Schichtlagen eindrehen mußten.

V. Übersicht und Versuche einer Synthese

Mit den Arbeiten von Fuchs (L. 8), die einen weiter östlich folgenden Bereich der nördlichen Kalkalpen bis zum Kaisergebirge umfassen, ergeben sich vor allem, was die Richtungen der B-Achsenlagen (bzw. β -Richtungen)

und damit der Beanspruchungspläne anlangt, weitgehende Übereinstimmung. Es finden sich hier wie dort gleiche Achsenlagen wieder; so besonders die Achse $B = 34^\circ W$ im Halltal, gegenüber $N 35^\circ W$ im Achenseegebiet und $N 38^\circ W$ (Guffert) sowie $N 39^\circ W$ (Kaisergebirge).

Andererseits ergeben sich auch Verschiedenheiten, vor allem was die Bedeutung und Altersreihung der Pläne anlangt. Fuchs hat für die Untersuchung zeitlicher Verhältnisse hauptsächlich die Methode der Abwicklung und Horizontierung angewendet (siehe auch Sander, L. 17/I, S. 181). Diese Methoden sollen erst im zweiten Teil mehr zur Anwendung kommen. Sie dürfen ja auch nicht schematisch gebraucht werden, sondern erfordern Einfühlung in die jeweilige Tektonik und durch Ausprobieren der Möglichkeiten längere Befassung.

Es zeigten sich aber auch jetzt schon gewisse Hinweise auf Altersbeziehungen. So spricht dafür, daß die Querverfaltungen ($N 35^\circ W$ bis $N 20^\circ E$) mit wechselndem südlichen Einfallen der Achsen im Wettersteinkalk und horizontal in der Lagerstätte als jünger anzusehen sind:

1. Die Beschränkung der Querverbiegungen auf den S-Schenkel des Lavatscher Bettelwurfgewölbes, während knapp nördlich davon, nur durch den Gewölheknicke getrennt, der steile N-Flügel mit den leicht zu einer Verfaltung neigenden Raibler Schichten keine Verbiegungen mehr zeigt. Die Großfaltung mit den E-W-Achsen ist jedenfalls viel geräumiger und verlangt als Ausgangslage eher eine noch plane Schichtplatte als die nur auf einen Gewölbe-Flügel beschränkte Querverfaltung.

2. Auch die schönen Querverfaltungen im Anhydrit in gleicher Richtung weisen deutlich auf eine Umprägung vorhandener Längsrichtungen (E-W, ENE u. a.).

3. Eine versuchsweise Anwendung der Horizontierung im untersuchten Einzelbeispiel (Diagramm Abb. 22) des Kl. Lavatscher zeigt, daß die so persistent auftretende B-Richtung $N 35^\circ W$ durch die Drehung um $B = E-W$, horizontal dadurch in eine weniger wahrscheinliche Lage ($N 10^\circ W$) kommt, daher anzunehmen ist, daß sie in der jetzigen Lage des Gewölbe-S-Flügels gebildet wurde, dieses also älter ist.

Anf Grund der hisher dargestellten Analyse ergeben sich zunächst folgende Umrisse einer Synthese:

(1) Als älteste erkennbare Vorgänge in der ursprünglich planen Schichtplatte erscheinen die Deckenüberschiebung und eine Großverfaltung mit schwach nach W einfallender Achse $B = E-W$. Beide scheinen gleichen Symmetriepflan zu haben und stehen wahrscheinlich in enger zeitlicher und ursächlicher Beziehung. Die Bewegungsrichtung ist demgemäß S-N, u. zw. wie schon Ampferor zeigte, gegen N.

(2) Als nächste wichtige Verformung erscheinen die Querverbiegungen und Verfaltungen mit den B-Achsen $N 35^\circ W$ (besonders hetont) über N bis zu $N 20^\circ E$, u. zw. nur im S-Schenkel des Lavatscher-Bettelwurfgewölbes. Sie setzen sich nicht nach N fort und sind, wie oben gezeigt wurde, als jünger anzusehen als die unter (1) angeführten E-W streichenden Großfalten. Das Einfallen der B-Achsen ist durch die Neigung der Schichten bedingt und daher immer nach S gerichtet. Im Anhydrit des Salzlagers hingegen liegt es horizontal.

Die entsprechenden Bewegungsrichtungen sind vorwiegend N 55° E über E—W bis zu N 70° W.

Im einzelnen sind die Bewegungspläne z. T. nicht deutlich voneinander abtrennbar, wenn auch einzelne, wie besonders N 35° W, durch gut ausgeprägte Maxima hervortreten. Es ist nun möglich, daß hier im großen gesehen nur ein Hauptbewegungsplan vorliegt, dessen Richtung örtlich durch Ablenkung an Inhomogenitäten Änderungen erfuhr und so die Koordinatenlagen der Bewegungspläne verdreht wurden. Es kam dadurch zu einer für den betrachteten Gesamtbereich raumunstetigen Formung. Diese kann aber auch auf zwei oder mehrere zueinander verschieden gelagerte Beanspruchungspläne zurückzuführen sein.

Ob es sich bei diesen quergerichteten Beanspruchungen und Bewegungen um Querdehnungen und daraus entstandene Schubkräfte handelt, die auf andere symmetriegemäß senkrecht dazu stehende Beanspruchungspläne beziehbar sind (Pläne B' \perp B, Sander, S. 180), oder um selbstständige von außen kommende Beanspruchungen, muß erst noch durch weitere Gefügeanalyse untersucht werden. Für ersteres sind Beziehungen zu Plänen, die allerdings hier im Halltal selbst nicht so ausgeprägt sind, möglich. Letzteres ist für die Richtung N 35° W wegen seiner weiten regionalen Verhretung (Tauern z. B.) wahrscheinlich.

Die Salzlagerstätte hatte bei (1) auf die Gesamttektonik noch wenig Einfluß. Sie blieb im wesentlichen im Untergrund vielleicht mit einigen Anstauungen in den Aufwöhlungen.

Bei (2) waren die durch sie bedingten Inhomogenitäten schon mehr wirksam. Querverfaltungen traten dort ein, wo der Untergrund besonders teilbeweglich war, also vor allem über der Lagerstätte, und wo die seitlichen Schubkräfte sich auswirken konnten.

Letzteres ist nicht der Fall in der Wildangerscholle, da das am Salzbergbruch aufdringende Haselgebirge diese Kräfte auffing. Daher fehlen hier gänzlich Querverfaltungen.

Die Beanspruchung übertrug sich auf die Salzlagerstätte, die mit ihrer großen Teilbeweglichkeit nach Räumen geringeren Druckes auszuweichen versuchte. Nach den derzeit vorliegenden Bewegungsbildern ist dies für den W-Flügel der Lagerstätte in die Richtung zwischen der Wildangerscholle oben und dem tiefer reichenden Fuß des Lavatschergewölbes unten erfolgt, u. zw. mit einem Beanspruchungs- und Bewegungsplan B = N 70° E horizontal.

Der O-Flügel konnte in den NW—SE gerichteten Spalt (Salzbergbruch) zwischen Wildangerscholle im SW und Karteller Scholle im NE ausweichen, die wie zwei feste Backen wirkte. Der Beanspruchungs- und Bewegungsplan hatte hier ein B = N 50° W, das mit einem Plan N 34° W überprägt ist. Nach letzterer Richtung vollzog sich auch mit steilen Bewegungsflächen eine Verschuppung der Lagerstätte mit den nach ihrer Schichtung nach NE einfallenden Gesteinen der Karteller Scholle.

Im Mittelfeld war die Ausweichmöglichkeit des Haselgebirges in etwa NE-Richtung am größten. Die B-Richtung der Verformung war aber auch hier N 35° W horizontal, der auch z. T. die s-Flächen folgen. Es sind aber auch die andern B-Richtungen der beiden Flügel N 70° E und N 50° W im Gefüge örtlich noch festzustellen.

(3) Andere Beanspruchungspläne, die in benachbarten Gebieten eine Rolle spielen, wie etwa N 60 bis 70° E, sind hier nur schwach ausgeprägt. Einzelne ihnen entsprechende Achsen kommen in der Lagerstätte, vor allem im Anhydrit, vor. Im Kalkgebirge sind sie wahrscheinlich aus Klüften erschließbar.

(4) Wahrscheinlich schon während des Ablaufes der bisher besprochenen mehr stetigen Vorgänge kam es zur Ausbildung von Kluftsystemen. Hervorzubeben sind die zahlreichen Querklüfte in Richtung N 20° W, N—S bis N 20° E, verbunden mit geringen horizontalen Verschiebungen, die aber in ihrer Summierung für die Gesamttektonik doch eine Rolle spielen können.

Über die Klüfte kann erst nach ihrer statistischen Zusammenfassung und indem sie mit den gefundenen Beanspruchungs- und Bewegungsplänen in Beziehung gesetzt werden, näheres ausgesagt werden. Wahrscheinlich spielen Pläne mit B = E—W sowie B = N 60—70° E eine Hauptrolle, so daß dabei auch schiefe Überprägungen in Frage kommen.

(5) Längsbrüche mit senkrechten Bewegungsrichtungen haben ein nach N zunehmendes stufenartiges Absinken der Inntaldecke wohl mit der darunter liegenden Lechtaldecke zur Folge. Diese Bewegungen sind im Halltaler Gebiet auf zwei Zonen konzentriert, u. zw. sind dies:

a. die Halltaler Störung, die damit gleichzeitig die flexurartig aufgerichtete Deckengrenze zwischen Inntal- und Lechtaldecke bildet. Durch ihren Verlauf im spitzen Winkel zu den Achseurichtungen der E—W-Großverfaltung schneiden diese Großfalten an ihr schräg ab.

b. Die Stempeljochstörung. Sie zweigt anscheinend in der Gegend des Bettelwurfecks von der Halltaler Störung ab und klingt vom Stempeljoch nach W hin aus.

Aber auch außerhalb dieser sind mehrfach Bewegungsflächen zu erkennen, die zu diesem Bewegungsbild gehören, u. zw. sowohl Längs- als auch Querbrüche. Auch im Salzgebirge sind hierher gehörige Bewegungsflächen mit senkrechten oder steilstehenden Harnischen zu beobachten.

Damit schließen sich diese Bewegungsvorgänge an die Inntallinie an, denn auch sie ist eine Längsstörung, an der der nördliche Teil gegenüber dem südlichen abgesunken ist.

Schlußbemerkungen

Diese Arbeit bringt somit ein Beispiel für die Anwendung der gefügekundlichen Arbeitsrichtung nach Sander einerseits auf relativ starre Gesteine, wie sie die Schichtplatten des Wettersteinkalkes darstellen, andererseits auf die Tektonik hochteilbeweglicher Massen wie die Gesteine der Salzlagertätte. Damit konnte gezeigt werden, daß beide innerhalb dieses Bereiches gleichen Gesetzmäßigkeiten der Verformung unterworfen sind, die sich aber in ihrer Auswirkung unterscheiden.

Auch für den Bau und die Gestaltung der Lagerstätte lassen sich aus den Ergebnissen dieser Untersuchungen Folgerungen ziehen. Besonders für die Tiefenausdehnung werden Hinweise und Grundlagen gegeben, die für die Planung und Durchführung weiterer Aufschlußarbeiten wertvoll sein werden.

Anhang: Ein Vorkommen von Tertiär im Gebiet des Halltales

Anhangsweise sei noch ein Tertiärvorkommen angeführt, das im SE-Grat des Kl. Lavatscher bei den Begehungen gefunden wurde. Es liegt in einer Seehöhe von etwa 2470 m. In bis 2 m tiefen, taschenförmig ausweiteten Klüften hat sich ein mergelig-sandiges bis konglomeratisches Gestein von gelb-brauner Farbe erhalten, das durch stellenweise zahlreiche Einschlüsse von glattgeschliffenem, schwarzem, Bohnerz auffällt. Letzteres läßt es auch leicht erkennen, während es sonst beim Darübergehen leicht entgehen kann, da im Wettersteinkalk gerade an dieser Stelle zahlreiche Einschaltungen von gelber bis roter Farbe, wie sie S. 167 erwähnt sind, über den Grat streichen.

Ein Dünnschliff zeigte, daß in diesem Gestein z. T. aus kalkig-mergeligen Bruchstücken besteht, von denen einer Querschnitte von Foraminiferen (Globigeriden und Rotaliden) enthielt.

Die Bestimmung verdanke ich Herrn Dr. Noth. Eine weitere Untersuchung ist noch beabsichtigt.

Bemerkungen zu den Abbildungen

Abb. 1—16 auf Tafel XIX, Abb. 17—25 im Text, Abb. 26 und 27 auf Tafel XX.

Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte des Halltales. 1:25.000. Diese Karte gibt einen Überblick über die geologischen Verhältnisse des Halltales und seiner nächsten Umgebung. Im Kalkgebirge ist das Schichtstreichen und -fallen einerseits durch eingemessene Fallzeichen wiedergegeben (nur ein Teil der Gesamtzahl von über 1000 Messungen), anderseits wurde versucht, den Verlauf des Schichtstreichens durch nach der Streichrichtung fortlaufende Linien, wobei stellenweise etwas schematisiert werden mußte, darzustellen.

Hiebei ist zu beachten, daß diese Linien in Wirklichkeit nicht in einer Ebene, wie hier in der Zeichnung, liegen, sondern der Oberfläche eines stark vertikal gegliederten Reliefs angehören, was man im groben durch die eingezeichneten Gebirgskämme und Tatverläufe überblickt, besser und genauer durch Vergleich mit der im gleichen Maßstabe gehaltenen Alpenvereinskarte. Am besten wäre natürlich ein Relief geeignet. Selbstverständlich entsprechen die Streichungslinien nicht den Ausstichen der Schichtflächen, was besonders an Schichtgrenzen in Erscheinung tritt (siehe Raibler Schichten am Karteller Jöchl).

Unter der Signatur der Störungsfächen sind alle bruchartig verlaufenden Bewegungsflächen, bzw. Zonen zusammengefaßt, aber nur die wichtigsten und im Gelände auffallenden eingezeichnet.

Das S-Gehänge gegen das Inntal ist in seinen unteren Teilen, westlich der Thaurer Alm unterhalb der Halltaler Störung, nach der Karte von Ampferer gezeichnet. Daher mußten hier die nicht im einzelnen bekannten Streichrichtungen wegleiben.

Abb. 2. Geologische Kartenskizze des Haller Salzberges. 1:10.000. Die Karte ist ein vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 1 mit weiteren geologischen Einzelheiten sowie auch mit Angabe der Profilrichtungen (außer Profil 16). Die Salzlagerstätte ist in ihren Streichrichtungen, die hauptsächlich nach den höheren Horizonten eingetragen sind, und ihren Umrissen, soweit sie nach den jetzigen Aufschlüssen bekannt sind, angegeben (nach Karte Schaubberger). Die Signatur ist je nach dem Grade der Überdeckung abgeändert.

Die darüber liegende Kalkscholle des Wildanger ist nach den Umrissen eingezeichnet, sonst nur die Abgrenzung zwischen Oberem und Unterem Muschelkalk.

Abb. 3. Horizont des Königsberges. 1:10.000. Dieser Grundriß stellt nur eine stark vereinfachte Verkleinerung einer Lagerstättenkarte von Schaubberger dar unter Hingewlassung aller Einzelheiten und Feinheiten. Sie soll nur zur Darstellung der Streichrichtungen und ihrer Abhängigkeit von Inhomogenitäten im allgemeinen dienen. Sie wurde durch einige Geländepunkte ergänzt. Zu beachten ist, daß der Horizont nach W um 55 m ansteigt.

Die in Klammern angeführten römischen Ziffern bei den Profilinien entsprechen den bei den Lagerstättenprofilen Schaubergers (am Haller Salzberg) verwendeten.

Abb. 4—16. Geologische Querprofile durch das Halltal. Der Anteil der Lagerstätte ist wieder wie bei Abb. 3 in sehr stark vereinfachter Weise aus den Lagerstättenprofilen von Schauberg, die am Salzberg erliegen, entnommen. Bei Profil 7 und 8 ist er bis auf einige Streichlinien und die Umrahmung der Lagerstätte weggelassen.

Für den Gebrauch im Vergleich mit den Originalkarten Schaubergers, die eine andere Bezifferung führen, gebe ich diese hier an, wobei die zweite Ziffer in Klammer die der Salinenkarte entspricht.

Die Profile sind im allgemeinen möglichst quer zum Streichen gelegt, da aber das Streichen im Kalkgebirge mit dem der Lagerstätte zu einem großen Teile nicht übereinstimmt, sogar oft senkrecht aufeinander steht, so war dies nur zu einem Teile durchführbar und die Profile verlaufen meist jeweils für einen Bereich im Streichen. Es waren daher z. T. sich überkreuzende Profile notwendig, und da der Verlauf oft der Lagerstättenprofile vorgegeben war, außerhalb derselben wieder die Richtung quer zum Gesteinsstreichen gesucht wurde, ergaben sich die mehrmals gewinkelten Profile.

Abb. 17. Ansichtsskizze des Gr. und Kl. Lavatscher von S, vom Wildanger aus gesehen. Im SW-Gehänge herrscht Querstreichen (etwa N 20° E) bei steiler Schichtstellung, die dem Gipfel zu in flacheres O-Fallen umbiegt (mit Achse N 20° E). In der oberen S-Wand des Kl. Lavatscher treten anscheinend Verfaltungen nach wahrscheinlich gleicher Achse auf, die aber noch nicht näher untersucht wurden.¹⁾ Darunter im Lavatscherkar wieder Steilstellung. Nach SE folgt durch eine Knickzone, die am Bild mit *** markiert ist, im unteren Teil des Gr. Lavatscher flach S-fallende Lagerung, die am Kl. Lavatscher S-Hang in steileres S-Fallen übergeht und nach E allmählich, in oberen Teilen in engem Bogen, nach NE dreht.

Abb. 18. Kl. und Gr. Lavatscher, Ansichtsskizze von O, gesehen von der Speckkarspitze. Sie zeigt einen Querschnitt durch das Gewölbe der Großfaltung nach der E—W-Achse, den Knick im First mit der nach S geneigten Bruchfläche, den steilstehenden, gegen den Gewölbekern sogar überkippten N-Flügel (der Gschnierkopf besteht bereits aus Raibler Schichten) und den als Ganzes flach nach S fallenden S-Flügel. Letzterer weist aber bereits durch Querverbiegung bedingtes Einfallen nach E auf, das durch die Falteichen angedeutet ist.

Es ist hier die gleiche Ansicht wie auf der Photographie Abb. 27 dargestellt.

Abb. 19. Speckkarspitze, Ansichtsskizze von W, gesehen vom Kl. Lavatscher. Es ist die Fortsetzung des Gewölbes von Abb. 18, nur spiegelbildlich gesehen. Im S-Flügel liegt wieder eine Querfaltung vor, doch sieht man hier auf die nach E, bzw. SE einfallenden Schichtköpfe, daher die Schichtung deutlicher wird. Doch kommt vielfach ein ausgeprägtes \perp Kluftsystem E—W hesser zum Ausdruck.

Abb. 20. Ansichtsskizze der N-Wände Lavatscher—Praxmarerkarspitze, gesehen vom Suntiger aus. Die Wände zeigen eine deutliche Zonengliederung. Im obersten Teil ist das Einfallen der Schichtung nach O gerichtet bei einem quer zum Grat verlaufenden Streichen (meist N 20° E). Darunter folgt eine oft recht schmale Zone, die durch kleine Felswandeln gekennzeichnet ist und die Knickungszone des E—W-Gewölbes darstellt. Nunmehr folgt der im oberen Teile nach S fallende, zum größten Teil aber saiger stehende nördliche Gewölbeflügel. Je nach Steilheit der Wand und der Schichtlage treten entweder horizontal verlaufende Schichtbänder oder wie hier besonders am Kl. Lavatscher glatte Wände, die nur durch einige Klüfte unterbrochen sind, im untersten Teile der Wand aber bogenförmige Formen, die durch das Relief (N—S streichender Gratücken) bedingt sind. Es sind also keine Faltenbildungen, wie es zunächst den Anschein hat. Siehe auch Anmerkung ¹⁾ zu Abb. 17.

¹⁾ Wie mir Herr Dr. Ing. Hießleitner nachträglich noch mitteilte (mit Skizze), konnte er in der N-Seite des Kl. Lavatscher unter dessen Gipfel vom Suntigerkamm aus eine Faltenzeichnung beobachten, die bei meiner Ansicht der Nordwände infolge der ungünstigen Beleuchtung des damaligen Spätherbsttages nicht zu erkennen war.

Diese liegende Falte der Nordseite bildet nach der Skizze Hießleitners das Gegenstück zu der von mir auf der S-Seite festgestellten Falte (Abb. 17). Ihre horizontal liegende Achse würde, wie ich schon oben vermutet habe, etwa N, N—S bis ENE verlaufen und damit ebenfalls in die Gruppe der Querverfaltungen gehören. Genaueres kann erst nach Einmessung an Ort und Stelle ausgesagt werden.

Abb. 21. Ansichtsskizze des Thaurer Zunterkopfes von N mit der restlichen Deckscholle der Inntaldecke (stärker umrandet).

Abb. 22. Diagramm der Pole aller eingemessenen s-Flächen (160 s-Flächen) an der S-Seite des Kl. Lavatscher. Besetzungsdichte in Stufen zu 1—2—5—10%. Sie ergeben drei Hauptmaxima I, II und III und einen breiten Gürtel. Drei π -Kreise wurden konstruiert, ferner drei β als Schnittgerade der den Häufungsschwerpunkten entsprechenden s-Flächen, schließlich Horizontierung der β auf Kleinkreisen mit Drehung um ein B = E—W, horizontal.

Abb. 23. Lagerstätte (Haselgebirge). Synoptisches Diagramm der s-Flächenmaxima (Pole) aus drei Teildiagrammen: W für das W-Feld (157 Pole), E für das O-Feld (250 Pole) und M für das Mittelfeld (nur ein Teilmaximum). π (W) ... sind die senkrecht stehenden π -Kreise, π' (W) ein Teilstück eines π -Kreises mit steiler Achse. β (W) ... sind die zugehörigen β -Richtungen mit Richtungsangabe, s (W) ... die den Schwerpunkten der Maxima entsprechenden s-Flächen. Weiteres siehe Text S.

Die Stufen der Besetzungsdichte betragen 2% (gestrichelte Linie) und 10% (ausgezogene Linie).

Abb. 24. Lagerstätte (hauptsächlich Anhydrit). Diagramm aller eingemessenen B-Achsen (meist Faltenachsen). Stufen der Besetzungsdichte: 2—5—10—15%.

Abb. 25. Profil längs der Mitterberggrunse zeigt die Verschuppung am W-Rande des Karteller Jöchls mit Haselgebirge mit steilstehenden tektonischen Flächen, während die Schichtung meist NE einfällt.

Auf Tafel XX:

Abb. 26. Photographische Aufnahme, Blick von der Bettelwurfhütte (2077 m) in das obere Halltal. Von links (S) nach rechts (N) sind sichtbar: Die Lechtaldecke aus Hauptdolomit mit der aufliegenden Deckscholle, die Halltaler Störungslinie, die Wildangerscholle mit Schichtfallen nach N, der Stempeljoehbruch, der S-Flügel des Gleirsch-Bettelwurfgewölbes mit den gleichmäßig S-fallenden Schichtplatten im Vordergrund und in der Mitte die Karteller Scholle, darüber die Umrisse des unter dem Wildanger liegenden Salzlagers.

Abb. 27. Photographische Aufnahme, Blick von der Speckkerspitze (2621 m) auf die Lavatscherguppe und das Hinterautal. Die Asymmetrie des Lavatschergewölbes ist wie auf Skizze Abb. 19 gut zu sehen. Deutlich auch die senkrechte, bzw. S-fallende Schichtung im N-Flügel, während am flacheren S-Flügel infolge der Querverbiegung fast gar keine Schichtung sichtbar ist, besonders da in den am Bild sichtbaren Teilen die Schichten meist gegen den Beschauer zu fallen. Die feine Riefung am Gr. Lavatscher ist eine \perp E—W-Klüftung.

Rechts liegt die Lavatscher Mulde mit dem Hinterautal im Hintergrund. In der Mitte der Kern aus Hauptdolomit und ganz rechts die S-fallenden Platten aus hier mit Pb-Zu vererztem Wettersteinkalk.

Verwendetes Schrifttum

Im Text ist jeweils unter L. ... darauf verwiesen.

1. Ampferer, O., und Hammer, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. d. Geol. R. A. 1898.
2. Ampferer, O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. d. Geol. R. A. 1903.
3. Ampferer, O.: Gedanken zur Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. d. Geol. R. A. 1912.
4. Ampferer, O., und Ohnesorge, Th.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Innsbruck—Achensee. Wien, Geol. B. A. 1924.
5. Ampferer, O.: Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. Zs. „Kali und verwandte Salze“ 1928.
6. Ampferer, O.: Über die tektonische Selbständigkeit der Inntaldecke. Ber. d. R. A. f. Bodenf. Wien 1944.
7. Böse, E.: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Zs. d. D. Geol. Ges. 1898.
8. Fuchs, F.: Untersuchungen am Gefüge der Tiroler Alpen II. Jb. f. Min... 1944.

9. Klebelsberg, R.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.
10. Lotze, F.: Die Steinsalz- und Kalilagerstätten. Berlin 1938.
11. Mojsisovics, E. v.: Gliederung der Trias in der Umgebung des Haller Salzberges. Verh. d. Geol. R. A. 1868.
12. Mojsisovics, E. v.: Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der Alpen. Jb. d. Geol. R. A. 1869.
13. Pichler, A.: Über das Wildangergebirge. Verh. d. Geol. R. A. 1891.
14. Prinzing, H.: Geologische Notizen aus der Umgebung des Salzbergwerkes zu Hall in Tirol. Jb. d. Geol. R. A. 1855.
15. Rothpletz, A.: Das Karwendelgebirge. Zs. d. D. u. Ö. A. V. 1888.
16. Sander, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. und Petr. Mitt. Leipzig 1936.
17. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, I und II. Wien 1948 und 1950.
18. Schauberg, O.: Die Fließstrukturen im Halbtätter Salzberg. Berg- und Hüttenm. Jb. Leoben 1921.
19. Schauberg, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. Berg- und Hüttenm. Monatshefte 1950.
20. Schmidegg, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. Jb. d. Geol. B. A. 1928.
21. Schmidt, A. R.: Die Quellen-Salinen bei Hall und Thaur vor Entdeckung des dortigen Salzberges. Österr. Zs. f. Berg- und Hüttenw. 1874.
22. Schmidt, A. R.: Erzählungen aus der Geschichte des Haller Salzbergbaues im 16., 17. und 18. Jahrhundert. Berg- und Hüttenm. Jb. 1882.
23. Seidl, E.: Die Salzstöcke des deutschen (germ.) und des Alpen-Permsalzgebietes. Zs. „Kali und verwandte Salze“ 1937.
24. Petrascheck, W.: Lagerstättenlehre. Wien 1950.

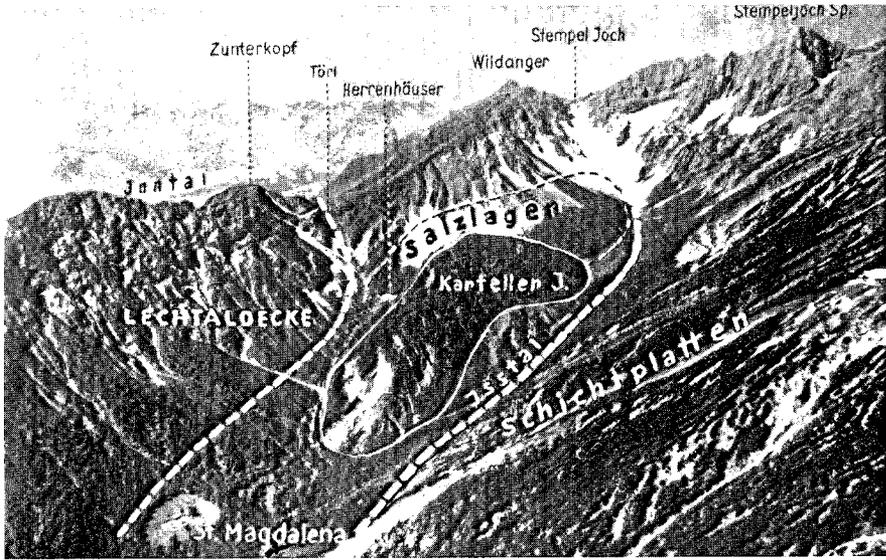


Abb. 26. Blick von der Bettelwurfhütte auf das obere Halltal.



Abb. 27. Blick von der Speckkar-Spitze (2621 m) auf Gr. u. Kl. Lavatscher und das Hinterautal.

Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartär-geologie des Unterinntales

Von Werner Heißel

Mit 14 Abb. (Abb. 2—13 auf Tafeln XXI, XXII, und 1 und 14 im Text)

Inhalt

	Seite
Übersicht	207
Zur Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs	208
Zur Stratigraphie des Tertiärs bei Häring	210
Zur Tektonik des Tertiärs bei Häring	213
Das Tertiär im Kaisergebirge	214
Beziehungen Tertiär—Großtektonik	216
Interglaziale Bergstürze	218
Ein älter-interglaziales Konglomerat	219
Über seismische Untersuchungen bei Kirchbichl	219

Hauptergebnisse

Die Angerberger Schichten (Unterangerberger Schichten) haben auch südlich des Inn weite Verbreitung. Sie sind marin.

Innerhalb der Zementmergel tritt eine über größere Flächen anhaltende Litoral-Fazies auf.

Im Bereiche des Kaisergebirges ist Tertiär auch außerhalb der Duxer Mulde vertreten.

Die Trias-Deckschollen Ampferers bei Kötsching und Breitenbach sind interglaziale Bergstürze.

Übersicht

Die Geologie des Unterinntales ist durch die weitgehende Teilnahme tertiärer Gesteine an Bau und Tektonik gekennzeichnet. Es sind die Häringer und Angerberger Schichten. Wegen ihrer Kohlenführung schon lange Gegenstand geologischer und paläontologischer Untersuchungen haben diese tertiären Ablagerungen ihre letzte und genaueste Erforschung durch die Arbeiten Otto Ampferers erfahren.

Die tertiäre Schichtfolge beginnt mit Basiskonglomeraten, über denen in inniger Verbindung Kohle und Bitum-Mergel folgen. Die Bitum-Mergel

führen örtlich eine reiche und gut erhaltene Flora (L. 1)¹⁾. Sie vertreten limnisches Priabonien (oberes Eozän). In ziemlich raschem Übergang gehen die Bitum-Mergel in die nach Ampferer (L. 3, 7) über 1000 m mächtige Zementmergelserie über. Diese vertritt nach den paläontologischen Untersuchungen von Max Schlosser (L. 10) marines Lattorfien (unteres Oligozän). An der Basis der Zementmergel sind Breccien mit Nummuliten, Nulliporen u. a. eingeschaltet. Die Mergel selbst sind sehr gleichmäßig ausgebildete Feinschlamm-Ablagerungen. Nach oben vollzieht sich der Übergang in die Angerberger Schichten (M. Schlosser) durch sandig-glimmerige Einstreuungen in sandige Mergel, Sandsteine und Konglomerate. Diese Gesteine vertreten nach M. Schlosser (L. 11) das Aquitanien (oberes Oligozän). Auch die Angerberger Schichten weisen nach O. Ampferer (L. 7) eine Mächtigkeit von 1000 m auf.

Die Verteilung der Ablagerungen ist nach Ampferer (L. 3) so, daß die Häring Schichten (Grundkonglomerate, Bitum-Mergel und Zementmergel) südlich (rechts) des Inn, die Angerberger Schichten dagegen nördlich (links) des Inn verbreitet sind.

Das Tertiär füllt eine langgestreckte Mulde, die in WSW—ONO-Richtung aus dem mittleren Unterinntal über Walchsee—Kössen bis Reith im Winkel durchzieht. Während sich hier die tertiären Schichten herausheben, tauchen sie im Inntal bei Acbenrain mit ihren jüngsten Gliedern unter die quartäre Talverschüttung unter.

In mittleren Teilen wird das Tertiär von der Kaisergebirgsdecke überdeckt. Gegen W vermitteln kleine, auf Tertiär aufliegende Deckschollen von Trias (Kötsching N Häring, Maria Stein, Kochelwald bei Breitenbach) die Verbindung von Kaisergebirgsdecke zur Inntaldecke.

Auch auf der Kaisergebirgsdecke sind Reste von Tertiär bekannt: bei Vorder- und Hinterdux bei Kufstein liegen Bitum-Mergel auf Hauptdolomit, am SW-Ende des Kufsteiner Waldes transgredieren Nummulitenkalke auf Hauptdolomit.

Neuaufschlüsse und neue Beobachtungen haben an diesem Bild verschiedene Änderungen ergeben, die eine Neudarstellung rechtfertigen.

Für ihre weitgehende Unterstützung bei den Untersuchungen im Bergbau bin ich den Betriebsleitungen des Kohlen- wie des Zementmergelbergbaues (Häring-Kirchbichl) großen Dank schuldig. Besonders verpflichtet bin ich Herrn Dipl.-Ing. Anton Karkoschka der Perlmooser Zementwerke A. G. für seine ausgezeichneten Führungen.

Zur Stratigraphie des Unterinntaler Tertiärs

(Hiezu Abb. 1)

Die Zementmergel im Sinne des Wortes sind durch einen bestimmten Kalkgehalt gekennzeichnet. Er liegt im Durchschnitt zwischen 70 und 80% (Ampferer, L. 3, 7). Diese kalkreichen Zementmergel besitzen in Häring eine Mächtigkeit von rund 60 bis 75 m (Ampferer, L. 3, 7). Sie werden von bedeutend mächtigeren, kalkarmen, dafür aber tonreichen und sehr gleichförmigen Mergeln überlagert. Auch sie sind wie die eigentlichen

¹⁾ Die Zahlen in Klammern () verweisen auf die betreffenden Arbeiten im Literatur-nachweis.

Zementmergel grünlich-grau und durch große Reinheit und Gleichmäßigkeit der ganzen Ablagerung ausgezeichnet. Sie reichen im querschlägig angelegten Erbstollen des Kohlenbergbaues bis etwa zur Ahzweigung der 14er Querung vor (s. Abb. 2). Von hier ab ins Hangende gehen diese reinen Mergel rasch durch Zunahme feinsandiger Beimengungen und Belag von Glimmerblättchen besonders auf den Schichtflächen in eine Schichtfolge über, die bis zum Stollenmundloch in großer Einförmigkeit anhält. Sie sind von der Zementmergelerde durch eine mehr grau betonte Färbung unterschieden. Im Grenzbereich nächst der 14er Querung führen Schlämmproben ziemlich

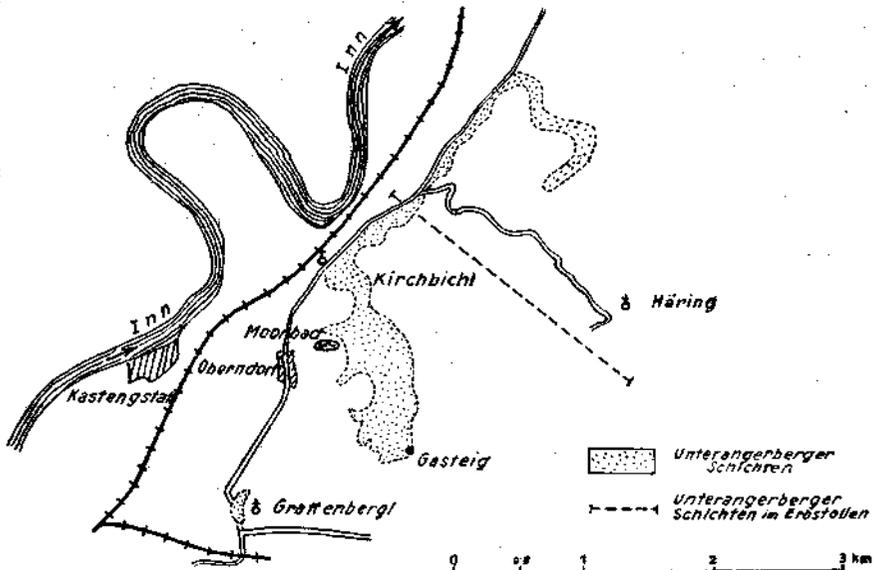


Abb. 1. Verbreitung der Unterangerberger Schichten südlich des Inn

häufig kleine Gerölle kristalliner oder halbkristalliner Gesteine (und Quarz). Quarz hält auch in höheren Teilen der Ablagerung an. Die eigentlichen Zementmergel und auch stellenweise ihre tonreicheren Hangendmergel führen eine sehr reiche Fauna. Auch sind sie durch größere Individuen verschiedener Foraminiferen ausgezeichnet. Auf den Schichtflächen der sandigen Mergel hingegen finden sich nur vereinzelt Meletta-Schuppen und oft reichlich Reste kleiner Kalkschalen von Ostracoden. Aber auch in diesen sandigen Mergeln sind noch reichlich Foraminiferen zu beobachten, allerdings weniger Arten (überwiegend Globigerinen) und kleinere Formen. Diese sandigen Mergel des Erbstollens entsprechen ganz den in Obertagaufschlüssen bei Kirchbichl (Lehmgrube südöstlich der Kirche) anstehenden Mergeln. Hier sind ihnen in stärkerem Maße auch dünne Lagen von Kalksandsteinen eingelagert. Auch im Glaurach-Graben stehen diese sandigen Mergel an (Abb. 1). Ein Dünnschliff von Kalksandstein aus der Lehmgrube bei Kirchbichl zeigt viel Karbonat, wenig Quarz, etwas Hornstein, viel Glimmer, außerdem einige deutliche Lithothamnien-Bruchstücke.

Weiters ist den ans Terrassenschottern aufgebauten Hügeln westlich Häring zwischen Gasteig und dem Moorbad bei Kirchbichl (östlich Oberndorf) eine

breite, tiefere Terrasse vorgelagert. Am Fuß der überlagernden Schotter treten auf ihr zahlreiche starke Quellen aus. Sie beweisen die Wasser- undurchlässigkeit des diese Terrasse aufbauenden Materials. Tatsächlich sind auch an ihrem Abfall gegen das Moorbad wieder sandige Mergel mit dünnen Kalksandsteinlagen erschlossen. Gleiche Mergel hat O. Reithofer (L. 9) von der W-Seite des Grattenberglis bei Wörgl beschrieben.

Diese sandigen Mergel mit den Kalksandsteinlagen entsprechen in ihrer Ausbildung vollkommen den Gesteinen, wie sie zwischen Angath und Breitenbach am Fuß der Terrasse des Unterangerberges anstehen und die tieferen Teile der Angerberger Schichten (nach M. Schlosser) vorstellen. Entgegen den Angaben Ampferers reicht daher die Zementmergelserie einschließlich der tonreichen Hangendmergel im Erbstollen nur ungefähr bis zur 14er Querung vor und die Angerberger Schichten haben auch südlich des Inn eine weite Verbreitung. Größere Konglomerate sind ihnen nur in höheren Teilen eingeschaltet. Ein feiner Sandstein bei Breitenbach zeigte im Dünnschliff keine Fossilien. Er bestand aus Quarz und viel Karbonat, Hornstein und viel Muskowit.

Das Tertiär, das die kuppige Terrasse des Oberangerberges aufbaut, setzt sich vornehmlich aus Konglomeraten und Sandsteinen zusammen. Der Dünnschliff eines Sandsteines bei Schindla zeigte ein feines Quarz-Kalk-Konglomerat mit viel Muskowit auf den Schichtflächen und ziemlich vielen Hornsteingeröllen. Weiters enthielt er zahlreiche Foraminiferen, teils klein-kugelige, teils sandschalige Formen, mehrfach auch größere, ähnlich *Cibicides*, außerdem Bruchstücke von Lithothamnien und ? Chitinreste.

Die Angerberger Schichten galten bisher als nicht marine Ablagerungen (L. 11). Auf Grund der vorhandenen Untersuchungen konnte Klebelsberg 1935 (L. 12) in der Geologie von Tirol über sie noch zusammenfassen: „Noch nie sind in den Angerberger-Schichten Reste mariner Organismen gefunden worden — alles weist auf limnisch-fluviatile Natur.“

Zwischen den gröber klastischen Ablagerungen des Oberangerberges und den sandigen Mergeln des Unterangerberges besteht keine sichtbare durchgehende Verbindung. Beide Vorkommen werden durchgehend durch Trias-Mylonite des Kochelwaldes getrennt.

Die gesamte Tertiärschichtfolge läßt sich daher zwanglos in eine basale Schichtgruppe (Grundkonglomerat, Nummuliten-Korallen-Nulliporen-Lithothamnienkalke und -Kalkbreccien bis Konglomerate, Kohle, Bitum-Mergel), die Zementmergelserie (einschließlich der tonreichen Hangendmergel), die Folge sandig-glimmeriger Mergel — hier als Unterangerberger Schichten bezeichnet, und die Gruppe der Konglomerate und Sandsteine — hier als Oberangerberger Schichten bezeichnet — gliedern. Für die Unterangerberger Schichten ist nunmehr ebenfalls die marine Entstehung sichergestellt, für die Oberangerberger Schichten erscheint diese zum mindesten möglich (Fossilgehalt im Schliff des Sandsteines von Schindla).

Zur Stratigraphie des Tertiärs bei Häring

(Hiezu Tafel XXI, Abb. 2—7)

Dieser im großen sehr einheitliche Schichtbau unterliegt aber im einzelnen bemerkenswerten Unregelmäßigkeiten. Ihnen sind besonders die unteren, durch den Bergbau sehr gut aufgeschlossenen Schichten vom Grundkonglomerat bis zu den Zementmergeln unterworfen.

Das Grundkonglomerat ist im Lengerer Graben südöstlich Häring am besten aufgeschlossen. Es erreicht hier mit mehr als 50 m seine größte Mächtigkeit. Es sind feinere und gröbere Kalkkonglomerate, in denen die Triaskalke des Untergrundes die Hauptgeröllkomponenten liefern. Daneben bilden dunkelgraue und bräunliche, fein zuckerkörnige, braun anwitternde Dolomite eine auffällige Geröllgruppe. Für diese sind in der Trias keine passenden Bezugsgesteine vorhanden. Sie stammen wohl aus der Grauwackenzone. In einem kleinen Graben südöstlich des Schuhreißer Grabens (Bölfenhang gegen das Lengerer Tal) fanden sich auch einige, mehrere Zentimeter große Gerölle von Quarz im Konglomerat. Die Angabe bei Ampferer (L. 3, 7), daß die untersten 2—3 m des über Buntsandstein transgredierenden Konglomerates fast ausschließlich aus Geröllen desselben bestehen, konnte nirgends bestätigt werden. Im Gegenteil setzt auch im Schuhreißer Graben das Konglomerat fast rein kalkalpin über dem Buntsandstein ein. Nur gelegentlich führt es braune Quarzitgerölle, die vielleicht vom Buntsandstein bezogen werden können. Dies zeigt aber, daß es sich beim Grundkonglomerat nicht um eine Brandungsbildung (trotz der überwiegend ortsnahen Zusammensetzung) handelt, sondern offenbar um eine Flußeinschüttung.

Im Schuhreißer Graben sind den basalen Konglomeratlagen Bänke feinen hellgelblichen Kalkes eingelagert. Der Kalk gibt beim Anschlagen einen hellen klingenden Ton. Er wurde von Ampferer (L. 3) als grauer Mergel beschrieben. Ein Dünnschliff einer etwas größeren Lage zeigt einen feinkörnigen Kalksandstein mit vereinzelt kleinen Quarzen und eine einwandfreie rundliche Foraminifere. Die Flußeinschüttung der Schotter muß daher ins Meer erfolgt sein.

Wie Aufschlüsse an den Hängen beiderseits des Lengerer Grabens zeigen, geht das Konglomerat im Streichen in Nummuliten-, Lithothamnien- und Nulliporenkalke über, die transgressiv auf dem Triaskalk aufliegen (Bölfenhang östlich Häring, Paisselberg-Hang oberhalb Julius-Schacht) (Abb. 3 und 4).

Auch auf der XVIII-a-Grundstrecke des Kohlenbergbaues (auf + 5 m Seehöhe) wurde das Grundkonglomerat an zwei Stellen des mittleren Teiles des Kohlenflözes aufgeföhren.

Wie bereits erwähnt, erreichen die Konglomerate im Lengerer Tal über Buntsandstein transgredierend ihre größte Mächtigkeit. Sie sind hier in eine schon vorobereozän vorhandene Tiefenlinie eingeschüttet worden.

Auch das Kohlenflöz folgt mit seiner Längerstreckung dieser alten Tiefenlinie. Die Ausbisse des Flözes liegen bei 800 m beiderseits des Lengerer Grabens. Die tiefste Abbaustrecke liegt bei + 5 m Seehöhe. Die durchschnittliche Breite beträgt 400—600 m, die durchschnittliche Mächtigkeit 4 m. Das Flöz ist im Streichen verbogen. Mittlere Teile sind leicht vorgewölbt. Sein NO-Rand gegen den Bölfen ist stark aufgebogen. Dadurch bildet das Flöz randlich eine Einmuldung, in der starke Kohlenanreicherung angetroffen wurde. Die Aufwölbung des Randes ist wohl tektonisch bedingt, jedoch ist eine Querstörung im Sinne Ampferers (L. 3), an der die Trias des Bölfen um etwa 2 km vorgerückt sein würde, nicht vorhanden. Wie die Obertagaufschlüsse am SW-Fuß des Bölfen zeigen, liegen hier die Eozänkalke transgressiv und ungestört auf der Bölfen-Trias.

Am S(SW)-Rand des Kohlenflözes lassen sich keine Anzeichen tektonischer Begrenzung feststellen. Das Flöz dünnt hier rein sedimentär aus.

Das Kohlenflöz steht in engster Verbindung mit den Bitum-Mergeln, die nach oben durch Wechsellagerung aus ihm hervorgehen. Sie bilden einen im Streichen weithin anhaltenden Gesteinszug, der, besonders wo die Kohle fehlt, auch größere Mächtigkeit (bis 20 m) erreicht. Mit Ausnahme von Schwankungen des Bitumengehaltes bleibt er konstant. Aus dem Bitum-Mergeln wurde von Häring eine reiche Flora (L. 1) bekannt.

Während, wie oben erwähnt, die Konglomerate wohl ins Meer geschüttete Flußschotter waren, sind die Nummuliten-, Nulliporen- und ähnlichen Kalke rein marin. Bitum-Mergel und Kohle hingegen gelten als limnisch. Dagegen spricht allerdings die petrographische Beschreibung von B. Sander [Beitrag zur „Geologie des Unterinntaler Tertiärs“ von O. Ampferer (L. 3)]. Sander erwähnt neben etwas Quarzsandbeimengungen reichlich Detritus von Kalkschälchen, die ein reiches organisches Leben anzeigen und unter denen „Gastropoden, Zweischaler und Ostrakoden sich mit mehr oder weniger Sicherheit vermuten lassen. Protozoengebäude und Diatomeen fehlen“.

Im Übergang von 2 bis 3 m entwickeln sich durch Abnahme des Bitumengehaltes die Zementmergel. Ihre tieferen, kalkreicheren Teile zeigen wieder Faziesdifferenzierung.

Ein Normalprofil enthält die schon von Ampferer (L. 3, 7) beschriebene, dem Bergbau entnommene Gliederung vom Liegenden ins Hangende in Portland-Liegend, Naturportland und Portland-Hangend, Roman-Zementmergel und tonreiche Hangendmergel. Im Liegenden und Hangenden wird dabei der Naturportland-Zementmergel von Konglomeraten begleitet. Diese sind sehr reich an Fossilien, Korallen, großen Austern und verschiedenen anderen Lamellibranchiaten, Gastropoden u. a. Im Dünnschliff sind massenhaft Organismenreste nachzuweisen: Verschiedene Foraminiferen (Milioliden, Rotalinen, Textularien, Nummuliten) Bryozoen, Lithothamnien u. a. m. Die Konglomerate führen kleinere und größere Gerölle überwiegend dunkler Triaskalke, die meist schlecht gerundet sind. Die großen, dickschaligen Austern treten auch in den begleitenden Hangend- und Liegendmergeln des Naturportland oft in großer Menge auf. Die Mächtigkeit des Konglomerates schwankt, ebenso die Größe der Kalkschlüsse.

Im südlichen Abbaugelände des Zementmergelbergbaues vollzieht sich nun ein Fazieswechsel. Die gesamte eigentliche Zementmergelzone wird hier von Breccien und Konglomeraten vertreten, die lithologisch und nach Fossilführung vollkommen den Konglomeraten im unmittelbaren Hangend und Liegend des Naturportland normaler Profile entsprechen. Wieder führen sie als Geröllkomponenten reichlich helle und dunkle Triaskalke, aber auch feine Stückchen schwarzgrauer Mergel, die vielleicht aufgearbeitete und verwitterte Kohle sein können. Unter den dunklen Triasgeröllen fallen solche auf, die im Querschnitt kreisrunde, von Zementmergel gefüllte Löcher aufweisen. Diese, die eigentliche Zementmergelserie vertretenden hrecciosen Konglomerate zeigen bei mehr gleichmäßiger Körnung eine sehr gleichmäßige Bankung mit einer Mächtigkeit der Bänke von rund 0-3 m. Der Wechsel von der mergeligen in die breccios-kalkige Fazies beginnt im Streichen mit zunächst nur ganz geringmächtigen Zwischenlagen von Feinbreccien im Mergel, die hauptsächlich aus Schalenbruchstücken bestehen. Sie gewinnen aber sehr rasch an Mächtigkeit, wobei

sich bald Triaskalkstücke beimengen. Diese Fazies hält nach der Tiefe bis zum 7. Horizont des Bergbaues an (es ist dies der tiefste, der diese Zone erreicht). Das Hangende dieser konglomeratischen Fazies bilden bereits kalkarme, aber tonreiche Mergel.

Bei diesen Konglomeraten handelt es sich offenbar um eine Litoralfazies, die andernorts bei Häring schon tiefer einsetzt und der dort die fast stets brecciös-konglomeratischen Nummuliten-, Nulliporen- und Lithothamnienkalke angehören. Beiderseits des Lengerer Tales wiederum verzahnen diese Gesteine mit Grundkonglomerat und Bitum-Mergeln.

Im Gebiete der Litoralfazies der Zementmergelzone lassen sich über die stratigraphischen Liegendgesteine keine Angaben machen, da hier die Grenze zur Trias überall gestört ist und Verschuppungen das ursprüngliche Profil verzerrt haben. Jedenfalls hält aber in ihrem Gebiet der Einfluß der nahen Küste länger an.

Auf der Max-Hauptstrecke sind im Bergbau noch abseits der Kalk- und Konglomeratzone zwei linsenförmige Vorkommen solcher Gesteine angefahren, darunter auch gelbliche Kalke, wie sie auch außerhalb des Raumes von Häring am Stadtberg von Kufstein, zum Teil dolomitisch, auftreten (siehe S. 216).

Mitunter kann man im Bergbau vollkommen isolierte Einschlüsse von Triaskalkgeröllen in reinen Mergeln abseits der Konglomeratbänke beobachten (Abb. 5). Es fällt sehr schwer, eine Erklärung über die Art des Transportes dieser Gesteinstrümmen zu finden.

Nach Abzug der im Erbstollen außerhalb der 14er Querung festgestellten Unterangerberger Schichten ergibt sich hier für die Zementmergelserie eine ungefähre Mächtigkeit von 200 m.

Zur Tektonik des Tertiärs bei Häring

(Hiezu Abb. 2)

Nicht überall im Gebiete von Häring ist der ursprüngliche transgressive Verband des Tertiärs mit dem Untergrund noch vorhanden. Ungestört liegt das Tertiär nur am Böfienwesthang. Südlich des Lengerer Grabens treten an der Grenze zur Trias reichlich Störungen auf. Einerseits sind es solche, die um die SO—NW-Richtung streichen und mehr oder weniger steil gegen SW einfallen (Störungen bei Berg-Bergpeterl und östlich Werlberg), anderseits Störungen, die um SW—NO streichen und SO fallen. Letztere verursachen Verschuppungen und Schichtwiederholungen an der Basis des Tertiärs. Sie sind auch in den meisten Liegendschlägen des Bergbaues aufgefahren worden (Abb. 6 und Abb. 7). Im Lengerer Tal ist das Kohlenflöz durch eine solche Störung verworfen, was die scheinbare Verdoppelung des Flözes erklärt.

Auch die unterliegende Trias selbst ist stark gestört. Besonders treten hier die mehr mergeligen Reiflinger und Partnach-Schichten als Gleithorizonte auf. Sie wurden bereits von Ampferer (L. 3) beschrieben.

Die SO—NW streichenden, SW fallenden Störungen sind obertags besonders südöstlich Berg 772m (= Bergpeterl) erschlossen. Dieselben Störungen bedingen im Bergbau ein beträchtliches Vorspringen der Trias. Der hier erschlossene große Harnisch, dessen Rillen 40° NO fallen, zeigt, daß der N-Flügel schräg nach unten vorgeschoben wurde. Eine weitere Störung

begrenzt östlich Werlberg das Tertiär gegen die Trias des Paisselberges. Die Zementmergel streichen hier gegen die Trias hinein. Diese ist entweder an einer steil S-fallenden Störung auf das Tertiär auf- oder an einer steil N-fallenden angeschoben. Die westlichste Fortsetzung dieser Trias bildet das Grattenbergl bei Wörgl. Es ist eine isolierte Kuppe stark von Klüften durchsetzten Wettersteinkalkes. Auf diesen Klüften tritt (besonders an heißen Tagen) reichlich Asphalt aus. Wie schon O. Reithofer (L. 9) ausführte, liegt es nahe, diesen Asphalt von Erdöl im Unterinntaler Tertiär zu beziehen. Gleicher Asphalt tritt auch auf Klüften des Wettersteinkalkes im Erhstollen, südlicher Flügelschlag, des Zementbergbaues 13. Horizont aus.

Nördlich Häring ist ein größerer Streifen von Tertiär zwischen Trias eingeklemmt. Im S stoßen Bitum-Mergel gegen den Wettersteinkalk des Bölfen, im N Zementmergel gegen verschiedene Triasgesteine des Unterstein. Aber auch der Kontakt Bitum-Mergel—Bölfenkalk dürfte tektonisch sein. Er ist ohertags nirgends erschlossen. Dagegen stoßen im Erbstollen-Horizont (Hoffnungsschlag auf 14er Querung) Zementmergel an steiler Störung an den Wettersteinkalk. Das Tertiär reicht gegen O his über den Hof Fleck hinaus vor. Hier ist noch eine Scholle von dunklem Triasdolomit eingeschuppt.

Am O-Ende dieses Tertiärstreifens stehen am Fuß des Unterstein Raibler Schichten an. Es sind dunkle Mergelkalke mit *Sphärocodium Bornemanni* Rothpl. und schwarze Reingrabener Schiefer. Diese Raibler Schichten wurden erstmals auf einer unveröffentlichten geologischen Karte der Umgehung von Häring des Bergbaubeamten Dr. L. Gadringer (1904) verzeichnet, sind aber seither in Vergessenheit geraten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die W-Fortsetzung dieser Raibler Schichten jene Mulde bedingt, die im W den Unterstein in zwei Rücken trennt und die bei Osterndorf in das Häringer Becken mündet.

Das Tertiär im Kaisergebirge

(Tafel XXII, Abb. 8, 9)

Schon lange bekannt ist ein kleines Vorkommen von Obereozän (Grundkonglomerat und Bitum-Mergel) bei Vorder- und Hinterdux bei Kufstein. Ampferer (L. 3, 4, 5, 6, 7, 8) erwähnt es in seinen Arbeiten ebenso wie die über den Hauptdolomit des Kufsteiner Waldes transgredierenden Nummulitenkalke. In beiden Fällen handelt es sich um Tertiär, das auf dem Schichtbestande der Kaisergebirgsdecke abgelagert wurde, während sonst die Masse des Unterinntaler Tertiärs dem tektonischen Untergrund der Kaisergebirgsdecke Ampferers angehört.

Das Tertiär von Dux liegt teilweise noch primär-sedimentär auf dem Untergrund von Hauptdolomit. Östlich Hinterdux transgredieren Grundkonglomerate. In ihnen liegen helle Kalke, die oft ganz erfüllt sind von bis 3 cm großen Gastropoden. Darüber folgen Bitum-Mergel, die bei Hinterdux dieselbe reiche Flora führen wie jene von Häring.

Das Tertiär von Dux bildet eine lange, schmale Mulde, die zwischen Duxer Köpfl und Kienberg bis nahe an die Inntalsole herabreicht (vgl. Ampferer, L. 7). Ungestörter transgressiver Verband mit dem Untergrund ist aber nur zwischen dem Sattel N Hinterdux und dem O-Ende der Mulde erhalten.

Inzwischen konnten Reste von Tertiär noch von mehreren Stellen auf dem Hauptdolomit der Kaisergebirgsmulde bei Kufstein aufliegend festgestellt werden (Abb. 8).

Schon seit längerem waren hier Konglomerate bekannt, die bei mehr oberflächlicher Betrachtung nur aus Hauptdolomitmaterial bestehend, dessen Schichtbestand zugeordnet wurden. Vor einiger Zeit gelang mir am Forstweg oberhalb der Kienbergklamm in ihnen ein Zufallsfund einer großen, dickschaligen Auster, gleich denen im Häringer Tertiär¹⁾. Dadurch wurde das jugendliche Alter dieser Konglomerate klar. Die Ausmaße der Auster, von der beide Schalen erhalten sind (sie ist beim Herausschlagen leider zerbrochen), betragen ungefähr $20 \times 15 \times 10$ cm. Aufmerksam gemacht durch diesen Fund konnten leicht noch weitere kleine Tertiärreste in der Umgebung festgestellt werden. In den meisten Fällen handelt es sich um Grundkonglomerate. Sie haben ihre Verbreitung in der Kienbergklamm (Tal des Kudelhaches) und am anschließenden Hang des Kufsteiner Stadtberges. Die Konglomerate überziehen den Hauptdolomit nur als meist dünne, wenige Meter mächtige Krusten (nordnordöstlich Waldkapelle) oder sind in Klüften des Dolomites erhalten (z. B. Fahrweg nächst Duxer Brücke). Nur an der Fundstelle der Auster oberhalb der Kienbergklamm erreichen sie eine Mächtigkeit von etwa 15 m. Zum Hauptdolomit zeigen sich meist ganz allmähliche Übergänge, so daß es meist schwer fällt, eine sichere Grenze festzulegen: Das als solches deutlich kenntliche Konglomerat wird nach unten breccios und geht ganz allmählich in sehr stark mylonitischen Hauptdolomit über, der ganz feingrusig verwittert. Es drängt sich förmlich der Eindruck auf, daß diese leichte Verwitterbarkeit des mylonitischen Dolomites auf eine alte, vorobereozäne Verwitterung zurückgeht.

In der oberen Kienbergklamm liegen nächst der kleinen Brücke bei 740 („Egger Roßstall“), rechts oberhalb des Baches, gut gerollte, z. T. dünnbankige, flach talausfallende, feinere Konglomerate. Ihnen sind helle, klingende Kalke eingelagert. In den Konglomeraten konnten zwei 3 cm große Quarzgerölle hehachtet werden. Im Dünnschliff zeigen feinkörnige Proben von hier Nummuliten, zahlreiche andere Foraminiferen, Echinodermenreste, Lithothamnienbruchstücke, ein Austernschälchen, einen ? Fischzahn, aber keinen Quarz. Der helle Kalk vom selben Fundort zeigt im Dünnschliff eine heller und dunkler schierige Grundmasse von ehemals Kalkschlamm mit Resten von ? Algen und massenhaft rundlichen Einschlüssen, die von Kalzit gefüllt sind und die mitunter die ursprüngliche Form von Foraminiferen noch deutlich erhalten haben. Vereinzelt sind auch noch Strukturformen derselben angedeutet.

Etwa 200 m bachauf treten an den rechten Talhang plattige Rhätkalke heran, während der linke von mylonitischem Hauptdolomit aufgebaut wird (Abb. 9). Die Rhätkalke fallen steil nach SW unter den Mylonit ein und werden von einer Störung gegen diesen hin abgeschnitten. An dieser sind verschiedene Tertiärgesteine, hauptsächlich wieder Konglomerate, eingeklemmt. Sie transgredieren auf dem Rhät. Nächst der Duxer Brücke kommt auch heller Kalk gleich dem bei „Egger Roßstall“ und ein dichter gelblicher, stark mergeliger Dolomit vor.

¹⁾ Die Fundstelle ist auf Abb. 8 durch einen Pfeil gekennzeichnet.

Die Konglomerate, deren Hauptkomponente wieder Hauptdolomit ist, führen außerdem reichlich die verschiedensten Rhätkalke und sehr viel grünen Jura-Hornstein. Dieser zeigt an, daß im Obereozän auch noch der Radiolarit im Einzugsbereich des Konglomerates verbreitet war. Heute ist das einzige Vorkommen von anstehendem Radiolarit innerhalb der Kaisergebirgsmulde jenes am Ropanz in über 7 km Entfernung.

Das Dünnschliffbild des hellen Kalkes nächst der Duxer Brücke entspricht ganz dem vom „Egger Roßstall“. Der Dolomit hingegen erweist sich als feinsandig und führt Quarz von gleicher Korngröße wie die Dolomitmörner. Eingebettet sind sehr reichlich Formen kugelig oder elliptischer Lebewesen.

Diese Kalk- und Dolomitvorkommen der oberen Kienbergklamm finden weitgehende Gegenstücke in Gesteinen bei Häring, besonders in den Kalklinsen im Mergel.

Die Rhätkalke in der oberen Kienbergklamm setzen sich aus knolligen, dunklen Kalken mit ockerigen Mergeln auf den Schichtflächen und aus dunkelgrauen, gelblich anwitternden Kalkmergeln und gelblichen Mergeln mit knolligen Schichtflächen zusammen. Dazu kommen graue, typische Kössener Mergel mit reichlich Fossilien: *Gervillia inflata* Schafh., *Avicula contorta* Portl., *Dimyodon intusstriatum* Emmr., verschiedene Brachiopoden, Fischschuppen u. a. m. Auch diese fossilführenden Kössener Schichten waren bis jetzt unbekannt. Sie wurden von Ampferer (L. 6, 8) teilweise als Plattenkalk kartiert. Sie ziehen im Graben bis über 1000 m hinauf, wo sie am Hang gegen das Kaisertal auslaufen. Plattenkalk ist vielleicht an ihrer Basis bei der Duxer Alm in geringem Ausmaß beteiligt. Sonst fehlt dieses Gestein im Gegensatz zur Darstellung Ampferers (L. 8) am ganzen Kienberg, der nur aus meist stark mylonitischem Hauptdolomit besteht, der — wieder im Gegensatz zu Ampferer (L. 8) — gegen das Inntal zu einfällt.

Der Hauptdolomit im gesamten Gebiet des Kufsteiner Stadtberges — Winterkopf bildet eine Schichtplatte, die gegen W mit 30—40° im Durchschnitt einfällt.

Beziehungen Tertiär — Großtektonik

Den Tertiärvorkommen auf der Trias der Kaisergebirgsmulde kommt für tektonische Betrachtungen eine große Bedeutung zu. Sind sie doch noch stark in die Tektonik derselben miteinbezogen. Außerdem besteht zwischen den tertiären Gesteinen, die der Kaisergebirgsdecke im Sinne Ampferers auflagern und denen in der Bucht von Häring, die auf der tektonischen Basis im obigen Sinne abgelagert sind, nicht der geringste fazielle Unterschied. Dies ist nur erklärlich, wenn die Ablagerung in ein und denselben Raum erfolgte. Diese einheitliche Faziesentwicklung überrascht um so mehr, wenn man die starke fazielle Aufgliederung der tieferen Tertiärablagerungen gegenüberstellt. Es geht daraus zwingend hervor, daß nach dem Obereozän das Kaisergebirge keine Verfrachtung als Decke gegenüber dem Untergrund mehr mitgemacht hat.

Betrachtet man den Untergrund des Tertiärs an Hand der bestehenden Karten (Ampferer, L. 2, 5, 6, 8), so fällt auf der S-Seite des Inntales ein sehr charakteristischer Bau auf. An Störungen, die von NNO her eingreifen, wird der triadische Untergrund in große Schollen zerlegt, an deren Fugen

mehrfach Tertiär über den Rand der eigentlichen Tertiärbucht hinaus mitgeschleppt ist.

Eine solche Störung, der das Leuckental folgt, trennt zwei Trias-Fazies, im S die Berchtesgadener Fazies mit ladinischem Dolomit (Ramsau-Dolomit), in den Bergen südlich des Inntales zwischen Wörgl und Brixlegg und die tirolisch-bayerische Fazies mit ladinischem Kalk nördlich des Leuckentales¹⁾ (L. 2, 6).

Der Bölfen wird im N durch eine große Störung begrenzt, die mit einem schmalen Streifen von Tertiär über Pepenau — Höhen-Eiberg — zum Hintersteiner See zieht. Es folgt im N als nächste große Scholle der Hauptdolomitzug Wildschwendter Alpl—Eibergkopf—Hinterstein. Er wird im N von Störungen begrenzt, auf die jurassisch-kretazische Gesteine folgen (Eiberger Becken). Diese stoßen wieder tektonisch an die Einheit des Kaisergebirges. Alle diese großen Schollen begrenzenden Störungen setzen, nach ihrem Ausstrich zu schließen, ziemlich steil in die Tiefe, so daß auch die Schollen steil eintauchen.

Zwischen Unterlangkampfen und Kufstein fehlen tertiäre Ablagerungen in der Talsohle. Die Hauptdolomit—Talränder des Pendlingfußes und des Kufsteiner Waldes nähern sich auf wenig über 1 km. Dagegen nimmt bei Häring, wenig südlich davon, das Tertiär im Inntalraum eine Breite von über 6.5 km ein.

An der großen Innschleife bei Angath und im Kochelwald bei Breitenbach liegen große Mylonitmassen von ehemals Wettersteinkalk. Bei Maria Stein liegen Schollen von Wettersteinkalk und Hauptdolomit und Wettersteinkalk steht auch am Weg von Oberlangkampfen nach Maria Stein über größere Strecken an. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier im Unterangerberg zwischen Breitenbach—Ramsau—Kochelwald und Maria Stein—Innschleife eine große geschlossene Scholle großenteils mylonitisierter Triasgesteine liegt. Diese Mylonitmasse überlagert östlich Breitenbach die Unterangerberger Schichten und streicht hier in die Inntalsole aus. Ampferer hat sie als auf dem Tertiär aufliegende Deckschollen erklärt. Der Zusammenhang mit der Kaisergebirgseinheit ist wohl wahrscheinlich. Die Trias des Unterangerberges scheint aber weniger eine flach liegende Deckscholle als eher eine in die Tiefe setzende Schuppe zu sein, entsprechend dem Bau der südlichen Talseite. Das Inntal zwischen Pendling und Kufsteiner Wald ist demzufolge ein Durchbruchstal durch Triasschollen.

Während auf der südlichen Seite des Inntales (Häring) die tertiäre Schichtfolge noch relativ autochton und als geschlossene Schichtserie Basisbildungen — Bitum-Mergel — Zementmergel — Unterangerberger Schichten vorliegt, zeigt die N-Seite (Fuß des Pendlingzuges) ein wesentlich abweichendes Bild. Wohl sind auch hier ältere Tertiärgesteine vorhanden (Bitum-Mergel), aber es handelt sich stets um tektonisch in Triasgesteine eingeklemmte und sehr stark gestörte kleine Schollen (Schindla, Niederbreitenbach). Die geschlossene Schichtfolge fehlt. Die höheren Tertiärgesteine (Unterangerberger und Oberangerberger Schichten) stoßen tektonisch an der Trias ab. Nur im Oberangerberg ist Muldenbau vorhanden, aber dieses Tertiär ist durch den Mylonit des Kochelwaldes vom übrigen abgetrennt.

¹⁾ Die bei Ampferer (L. 6, 8, 7) verzeichneten Vorkommen von Ramsau-Dolomit bei Höhen-Eiberg, am Paisselberg und nördlich des Hintersteiner See sind erstens nur geringmächtig und zweitens noch nicht als Ramsau-Dolomit genügend sichergestellt.

Das Tertiär von Häring—Unterangerberg bildet zusammen mit seinem Untergrund ebenfalls eine gegen NW einfallende große Scholle. Sie wird von der Unterangerberger Trias überlagert, die im N an eine Zone stärkerer Verschuppung mit Tertiär grenzt.

Interglaziale Bergstürze

(Hiezu Tafel XXII, Abb. 10, 11, 12)

O. Ampferer (L. 3) beschreibt auf dem Tertiär aufliegend verschiedene größere und kleinere Schollen von Triaskalken, die er als Deckenreste der Verbindung zwischen Inntal- und Kaisergebirgsdecke erklärt. Eines dieser Vorkommen liegt nördlich Häring bei Kötsching am oberen Ende des Glaurach-Grabens (Ampferer, L. 3, 5, 6). Es seien Mylonitmassen und Schollen von Triaskalken (Wettersteinkalk und Hauptdolomit). 1922 (L. 3) erwähnt er auch Korallen aus der Füllmasse, ähnlich den tertiären Korallen.

Oberhalb der alten Glaurach-Mühle zeigt ein kleiner und Ampferer wohl noch nicht zugänglicher Steinbruch am Weg an der linken Talseite eine ungeschichtete Masse stark zertrümmerten und in Blöcke verschiedener Größe aufgelösten Wettersteinkalkes. Zwischen den Blöcken liegt eine feingrusige Füllmasse gleichen Materials. Die ganze Ablagerung ist so weit verfestigt, daß sie kleinere Wandbildungen erlaubt. Die einzelnen Blöcke sind kantengerundet und erreichen 0.5 m Durchmesser. Schlagspuren sind an ihnen häufig zu beobachten. Die ganze Ablagerung hat das für kalkalpine Bergsturzmassen typische Aussehen. Sie wird von kristallreicher Grundmoräne mit schön gekritzten und polierten Geschieben unterlagert. Die Möglichkeit, daß dieselbe nur an- oder eingepreßt sei, scheidet nach den Lagerungsverhältnissen aus. Am Ausstrich ihrer Oberfläche kommt es hin und hin zu geringfügigen Wasseraustritten. Sie steht auch am Glaurach-Bach am Wehr unterhalb der ersten Häuser von Kötsching an. Unterangerberger Schichten kommen erst weiter bachabwärts unterhalb der alten Glaurach-Mühle zutage. Wenn auch eindeutige Aufschlüsse fehlen, so ergibt sich doch aus der Lagerung im Gelände vollkommen klar, daß die Moräne, auf der der Bergsturzschutt aufliegt, älter als die Terrassenschotter ist, die die Hügel rechts des Baches aufbauen. Sie hat somit mindestens Reiß-Alter.

Bei Kötsching selbst liegen ebenfalls Reste typischer Bergsturzmasse, hier auch mit größeren Kalkschollen. Die Verbindung zum oben beschriebenen Aufschluß stellen kleine künstliche Aufschlüsse her, die feingrusigen Kalkschutt entblößen.

Diese alte Bergsturzmasse hat offenbar weitere Verbreitung. Denn gleicher feingrusiger Kalkschutt kommt auch in kleinen Aufschlüssen am Rande der Häringer Terrasse bei Kirchbühl oberhalb der Bundesstraße gegenüber Bichlwang zutage, 0.8 km nordwestlich vom Vorkommen bei Kötsching entfernt.

Eine ähnliche Deckscholle von Hauptdolomit zeichnet Ampferer (L. 2, 3) gleich westlich Breitenbach am Rande einer Schotterterrasse ein. Durch Neubauten wurden hier günstige Aufschlußverhältnisse geschaffen. Diese liegen ein wenig westlich des von Ampferer eingetragenen Vorkommens beim „a“ von „Breitenbach“ der Karte 1:75.000.

Über Feinsanden (Mehlsanden) der Terrassensedimente des Inntales, die ganz oben in eine geringmächtige Lage sandigen Kiesel mit einzelnen größeren Kristallingeröllen übergehen, liegt typisches Bergsturzblockwerk von Hauptdolomit. An der Grenze von Sand und Kies zu Bergsturzmaterial ist eine dünne schwärzliche Zwischenlage, die, wenn es sich nicht um irgendwelche Ausfällungen aus Lösungen an der etwas wasserstauenden Oberfläche der Sande handelt, als Verwitterungsschicht aufgefaßt werden kann (Abb. 11).

Wenn auch an der von Ampferer verzeichneten Stelle keine so eindeutigen Aufschlüsse vorliegen, so unterliegt es dennoch keinem Zweifel, daß auch hier derselbe Bergsturzschutt liegt. Dies um so mehr, als auch in Breitenbach selbst gleich nordöstlich der Kirche am Terrassenrand Bergsturzmaterial auf Mehlsand aufgeschlossen ist (Abb. 12).

Es fällt dabei auf, daß in der heutigen Morphologie der Talflanken weder hier noch bei Kötsching Bezugsstellen für den Bergsturz festzustellen sind. Beim Vorkommen von Kötsching könnte man wegen der unterlagernden Grundmoränen noch an einen Transport durch Gletschereis denken, wenn auch hier die Art der Lagerung ganz dagegen spricht. In Breitenbach scheidet diese Erklärung aber von vorne herein aus. Eine Umlagerung des Bergsturzmaterials durch Wasser kommt ebenfalls nicht in Betracht.

Die Natur der Ablagerungen als Bergsturzmassen in situ ist vollkommen eindeutig. Sie dürften wohl im Riß-Würm-Interglazial niedergegangen sein.

Ein älter-interglaziales Konglomerat

(Hiezu Tafel XXII, Abb. 13)

An der großen Schleife des Inn bei Ohrlangkämpfen ist am Fuße der Angerhergterrasse ein schönes interglaziales Profil aufgeschlossen.

Am Innufer brechen, aus dem Flußbett aufsteigend, stark verkittete und gut geschichtete Schotter wandbildend ab. Sie werden von Grundmoräne überlagert, die ihrerseits von Terrassenschotter überdeckt wird. Am NO-Ende des Aufschlusses ist die Grundmoräne offenbar durch die die hangenden Schotter ablagernden Wasser umgeschwemmt.

Nachdem die Grundmoräne sich durch ihre Lagerung als Riß erweist, dürfte das Konglomerat wohl aus dem Mindel-Riß-Interglazial stammen. Es ist somit den Vorkommen von Durchholzen, Itzgruben Alm und Seebach (Hinterstein) an die Seite zu stellen, für die Ampferer (L. 7) sagt, daß sie wohl einer „älteren Interglazialzeit, wahrscheinlich der zwischen R und W Eiszeit“ angehören. Hier handelt es sich bei der Bezeichnung Ampferers „R—W“ offensichtlich, wie aus der Bezeichnung „älter“ deutlich hervorgeht, um einen Schreibfehler und es hat richtig M—R zu heißen. Mit dem Vorkommen an der Innschleife ist die Reihe solcher älterer M—R interglazialer Konglomerate im Inntalraum um ein weiteres vermehrt.

Über seismische Untersuchungen bei Kirchbichl

(Hiezu Abb. 14)

Im Auftrage des Kohlenherghau Häring wurden im Sommer 1950 von der Firma Dr. A. Pfeifer und R. Fischer in Wien V. im Gebiete von Kirchbichl und Häring seismische Untersuchungen durchgeführt. Sie ergaben

im Bereiche der großen Inn-Schleife bei Kirchbichl Angaben über die Tiefenlagerung von Trias und Tertiär unter der Talverschüttung des Inntales, die die seinerzeit durch Bohrungen bei Wörgl erzielten spärlichen Angaben

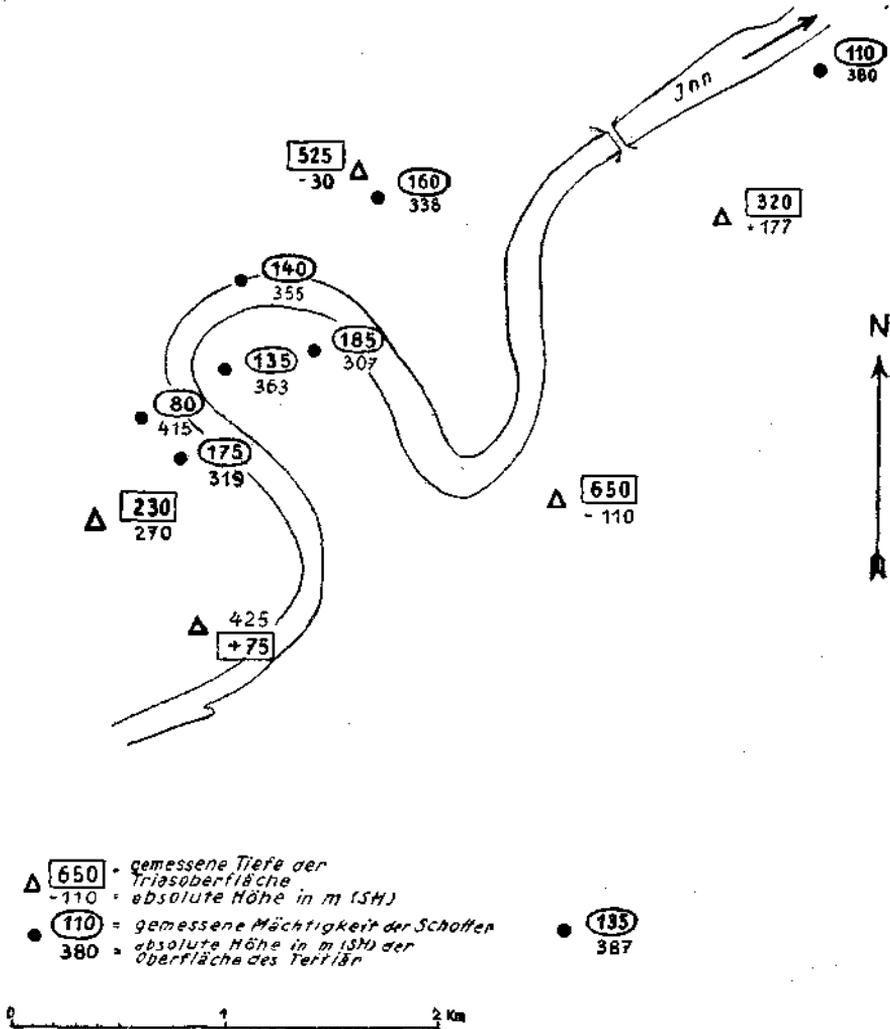


Abb. 14. Die seismisch festgestellten Höhen (Tiefen) der Trias- u. Tertiäroberfläche

in wertvollster Weise ergänzen. Dem Kohlenbergbau Häring bin ich für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser geologisch so interessanten Ergebnisse dankbar.

Die Laufgeschwindigkeiten der seismischen Wellen zeigten ein deutlich geschiedenes Profil: quartäre, lockere Ablagerungen 1900—2000 m/sek, tertiäre Mergel 3700—4500 m/sek, Triaskalke und -dolomite über 5500 m/sek.

Es ergaben sich folgende Mächtigkeiten der quartären Talverschüttung: 0·5 km nördlich Oberlangkampfen (498 m)¹⁾ 160 m, Innschleife beim Hofe King (495 m) 140 m, innerhalb der Innschleife knapp östlich Winklheim (492 m) 185 m, 0·3 km nordwestlich Winklheim (494 m) 135 m, linkes Inn-Ufer 0·5 km westlich Winklheim (494 m) 175 m, Sumpfwiesen am Fuße der Unterangerberg-Terrasse westlich Winklheim (495 m) 80 m, Inntalsole 0·7 km südwestlich Hirnbach (490 m) 110 m, östlich des Grattenbergl nordöstlich Walch (522 m) 135 m. Das ergibt eine Talsole in Fels um 320 m Seehöhe (tiefster Punkt nordöstlich Winklheim 307 m Seehöhe), die nach den Rändern hin ansteigt.

Die Oberfläche der Trias wurde festgestellt in einer Tiefe von: knapp östlich Angath (500 m) 425 m, bei Balln nördlich Angath (500 m) 230 m, nächst der Abzweigung der Straße nach Häring von der Bundesstraße bei Kirchbühl bei Groß-Kink (540 m) 650 m, Inntalsole knapp nordwestlich der Höfe und Sägemühle Glaurach (494 m) 320 m, 0·7 km nordwestlich Oberlangkampfen (495 m) 525 m (abfallend).

Den Tiefpunkten der Trias-Oberfläche bei Groß-Kink mit —110 m Seehöhe, nordwestlich Oberlangkampfen —30 m Seehöhe und Angath + 75 m Seehöhe stehen Erhebungen bei Balln +270 m Seehöhe und Glaurach + 177 m Seehöhe gegenüber. Bei der Angabe von Balln ist es wohl möglich, daß sich hier ein Seiteneinfluß von den wenig nördlich anstehenden Trias-Myloniten bei der Innschleife auswirkt, so daß hier nicht die Trias-Oberfläche gelotet wurde. Der + 177 m hohe Punkt bei Glaurach liegt offenbar auf der W-Fortsetzung des Hauptdolomitrückens vom Wildschwendter Alpl.

Literaturnachweis

1. Ettingshausen, C. von: Die tertiäre Flora von Häring. Abh. d. Geol. R. A. Wien, Bd. 2, 1855.
2. Ampferer, O. und Ohnesorge Th.: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Rattenberg (5048). Geol. R. A. Wien, 1918.
3. Ampferer, O.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. Jb. der Geol. B. A., 72. Bd., 1922, Wien 1922.
4. Ampferer, O.: Über den Bau der Unterinntaler Tertiärmulde. Österr. Monatschrift f. d. öffentl. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen. 3. Jg., Heft 7, Wien 1922.
5. Ampferer, O.: Geologische Karte des Unterinntales zwischen Rattenberg und Kufstein. Beilage zu 3 und 4.
6. Ampferer, O.: Geolog. Spezialkarte 1:75.000, Blatt Kufstein (4948). Geolog. B. A., Wien 1925.
7. Ampferer, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. Geolog. B. A., Wien 1933.
8. Ampferer, O.: Geolog. Karte des Kaisergebirges. Beilage zu 7.
9. Reithofer, O.: Ein neues Tertiärvorkommen bei Wörgl im Unterinntal. Sitzber. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. Abt. I, 147. Bd., 1938, Wien 1938.
10. Schlosser, M.: Revision der Unterligozänfauna von Häring und Reith i. W. N. Jb. für Mineralogie, B. B. 47, Stuttgart 1923.
11. Schlosser, M.: Zur Geologie des Unterinntales. Jb. d. Geol. R. A., 59. Bd., 1909, Wien 1910.
12. Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Verlag Borntraeger, Berlin 1935.

¹⁾ Die Zahlen in Klammern () geben die Oberflächenhöhe des Geländes an.

Lageplan
zu den Abbildungen 2-13

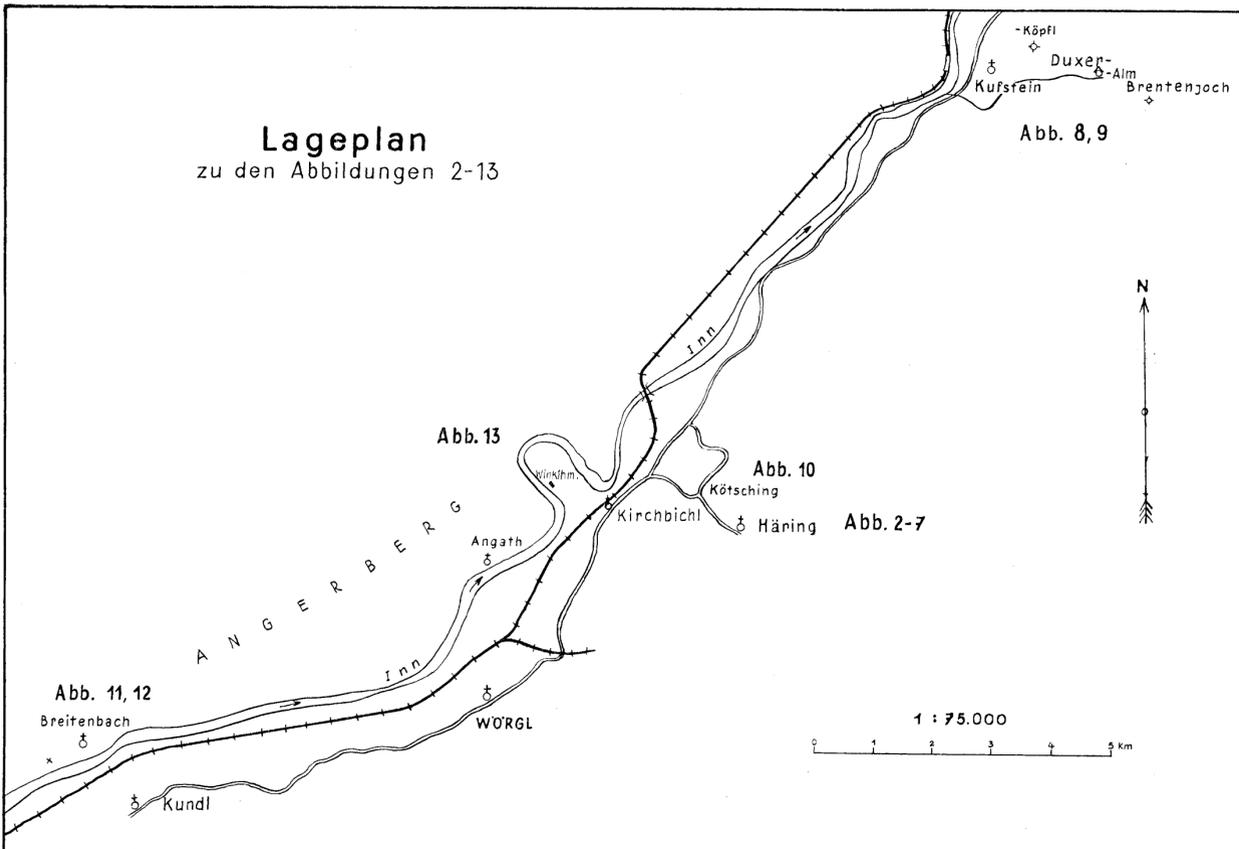


Abb. 3

Aufschluß Lengerer Graben oberer, rechter Seitengraben bei 850 m SH.

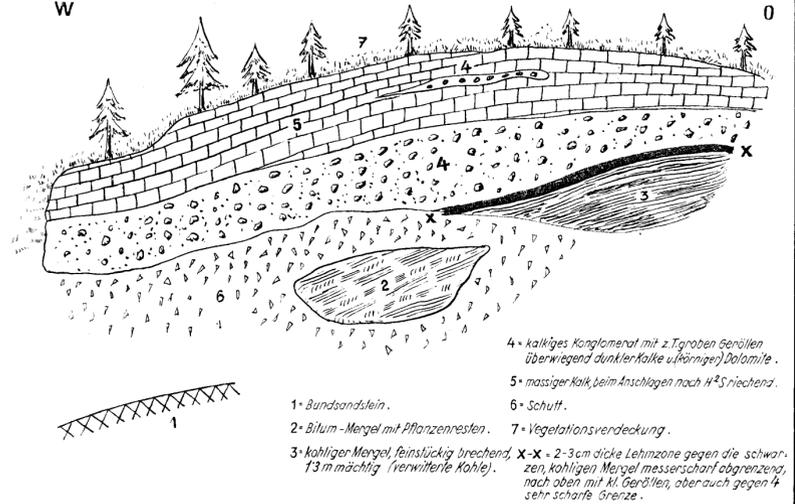


Abb. 4

Böfienhang östlich altes Berghaus 708 m.

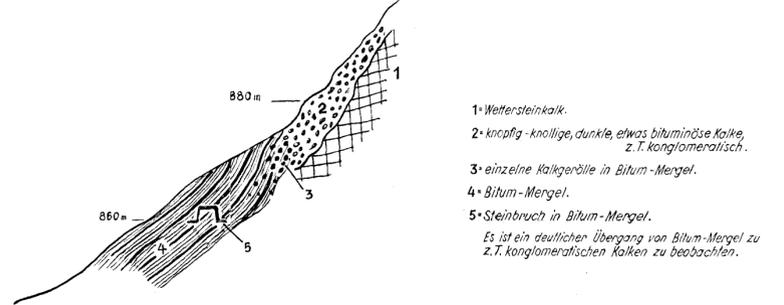


Abb. 5

Triaskalk - Einschluß in Zementmergel Max-Stollen Hauptstrecke

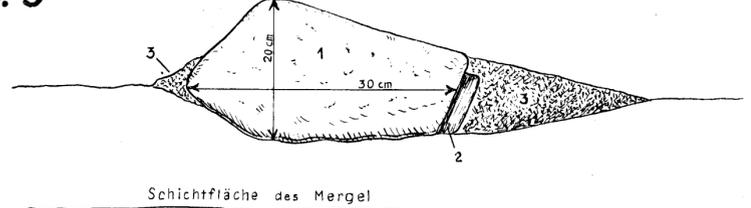


Abb. 6

Verschuppung Liegend-Schlag Bergperle-Stollen W

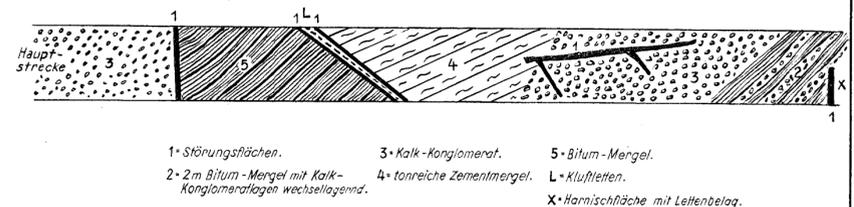
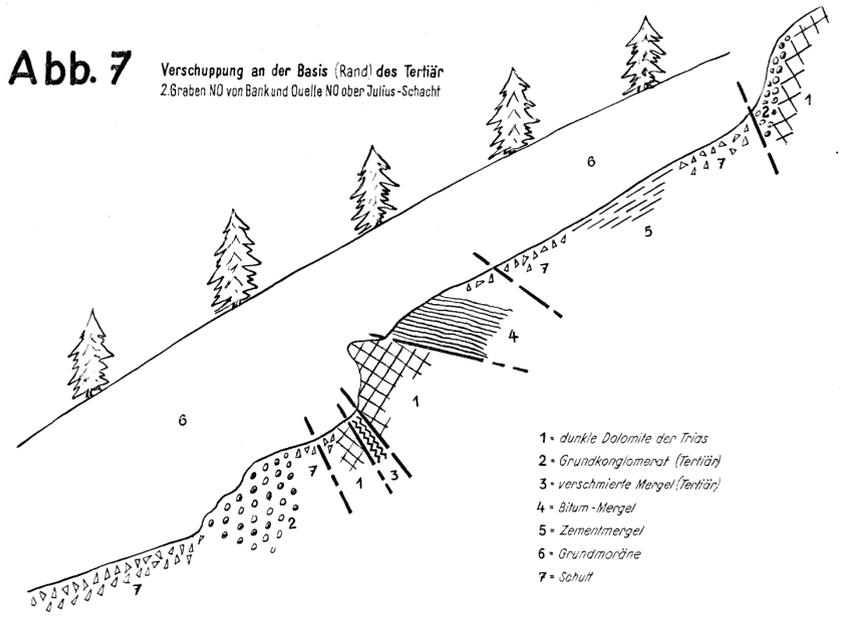


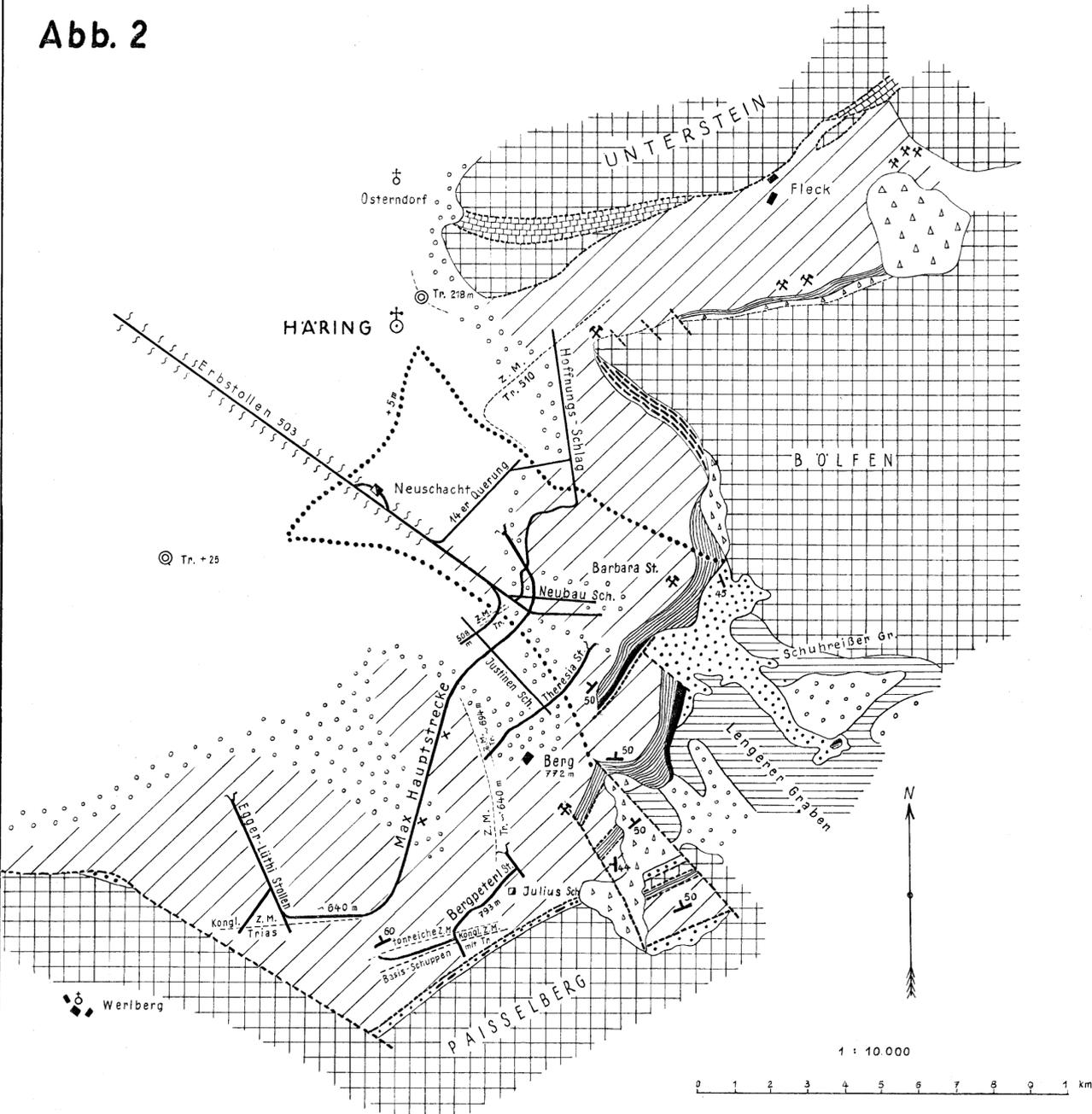
Abb. 7

Verschuppung an der Basis (Rand) des Tertiär
2 Graben NO von Bank und Quelle NO ober Julius-Schacht



Geologische Übersicht des Tertiär bei Häring.

Abb. 2

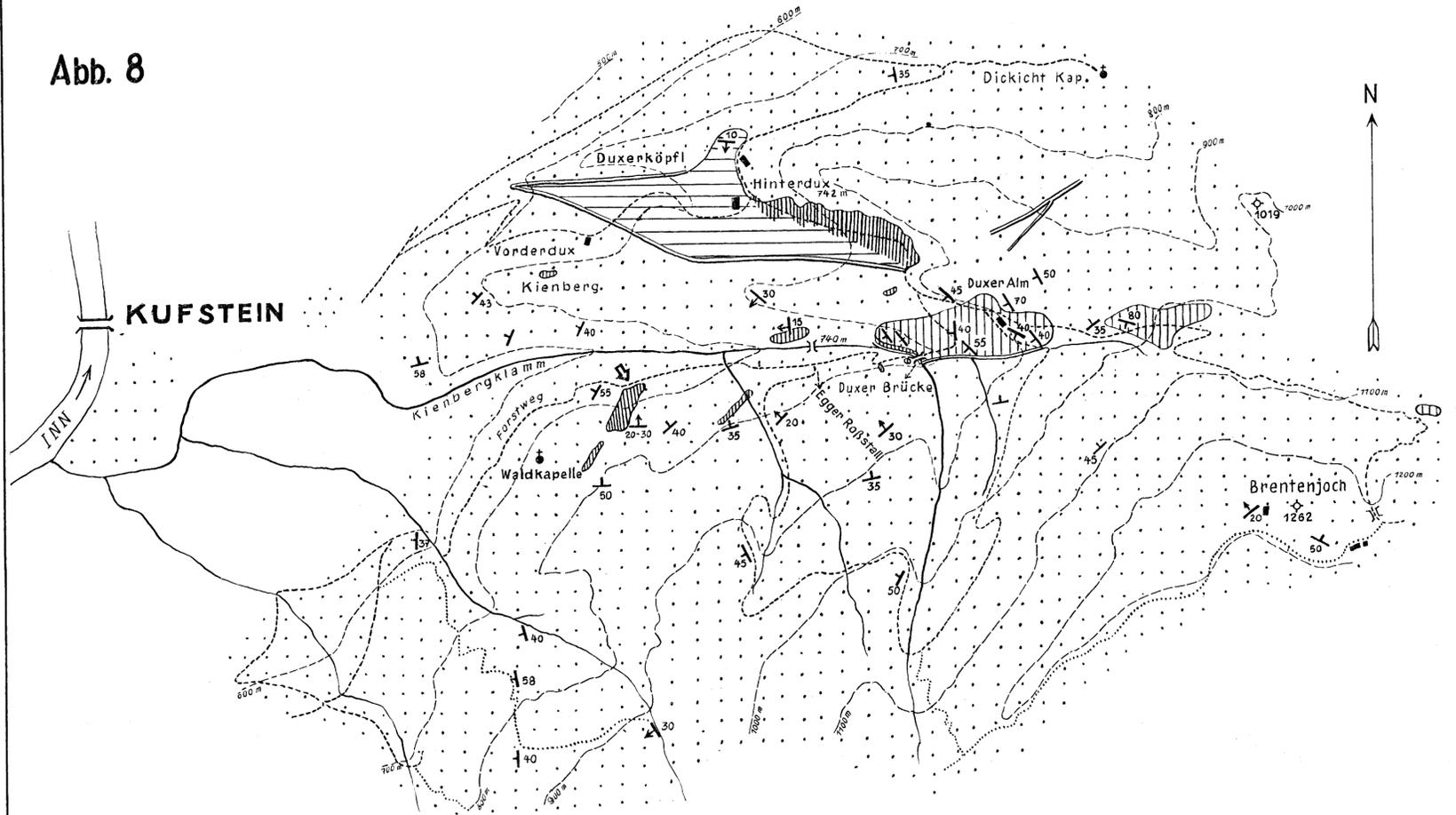


- | | | | |
|--|--|--|---|
| | | | |
| | | | |
| | | | Bei Aufschlüssen untertag bedeutet: |
| | | | Tr. = Trias |
| | | | Z.M. = Zementmergel |
| | | | kongl. Z.M. = konglomeratische Zementmergel |

Abb. 3-7 Aufschlüsse im Tertiär bei Häring.

Tertiär auf dem Hauptdolomit des Kaisergebirges bei Kufstein

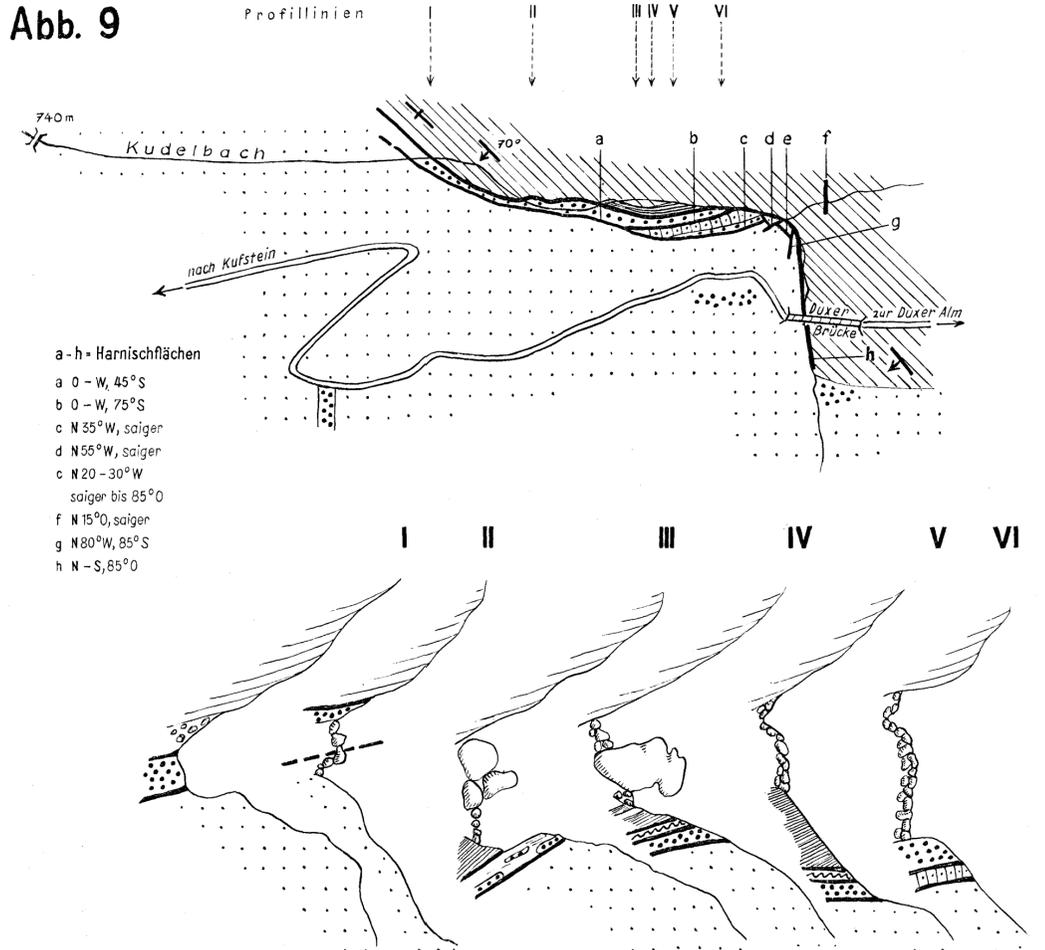
Abb. 8



Legende zu Abb. 8 u. 9

- Hauptdolomit (mylonitisch)
- Röhlschichten, meist Kössener Schichten
- Kössener Kalk
- Kössener Mergel
- Obereozänes Grundkonglomerat
- obereoz. Kongl. m. Hornstein
- obereozäne Bitum.-Mergel
- rote u. schwarze Klüffeln
- Störungsfächen
- Fundstelle der Austernschale

Abb. 9

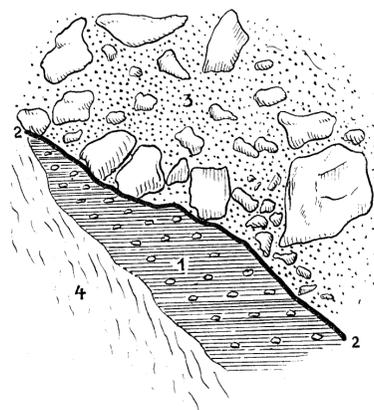


a-h = Harnischflächen

- a 0 - W, 45° S
- b 0 - W, 75° S
- c N 35° W, saiger
- d N 55° W, saiger
- e N 20 - 30° W saiger bis 85° O
- f N 15° O, saiger
- g N 80° W, 85° S
- h N - S, 85° O

Abbildungen von Aufschlüssen quartärer Ablagerungen zwischen Kundl und Kirchbichl.

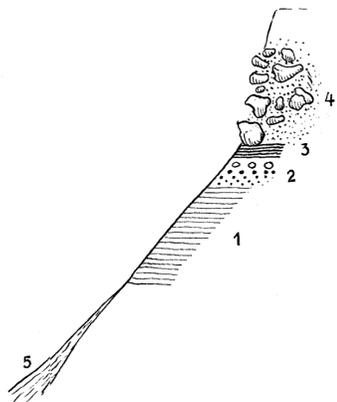
Abb. 10



Interglazialer Bergsturz bei Kötsching

- 1 = sehr kompakte, kristallreiche Grundmoräne mit schön geschichteten Geschieben
- 2 = dünne, lehmige Zwischenlage, stark feucht
- 3 = reiß kalkiger Bergsturzschutt mit Blöcken bis über 1/2 m³ und feingrusigem Zwischenmittel, stark verfestigt
- 4 = Schuttfuß

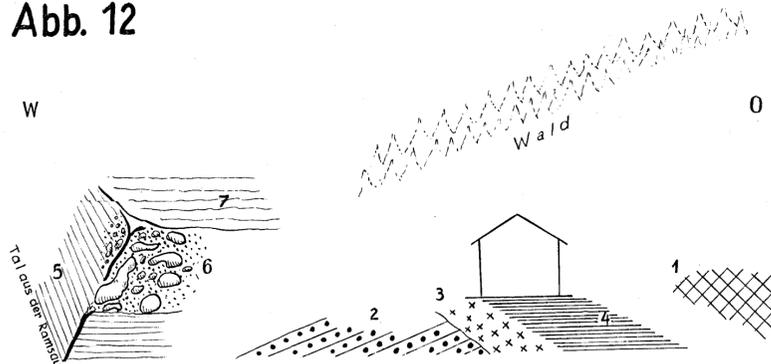
Abb. 11



Interglazialer Bergsturz auf Terrassensedimenten W Breitenbach

- 1 = Fein-(Mehl-) sand
- 2 = isoniger Kies mit einzelnen größeren Kristallingerollen
- 3 = schwärzliche Verwitterungsschichte
- 4 = Bergsturzschutt
- 5 = Schuttfuß

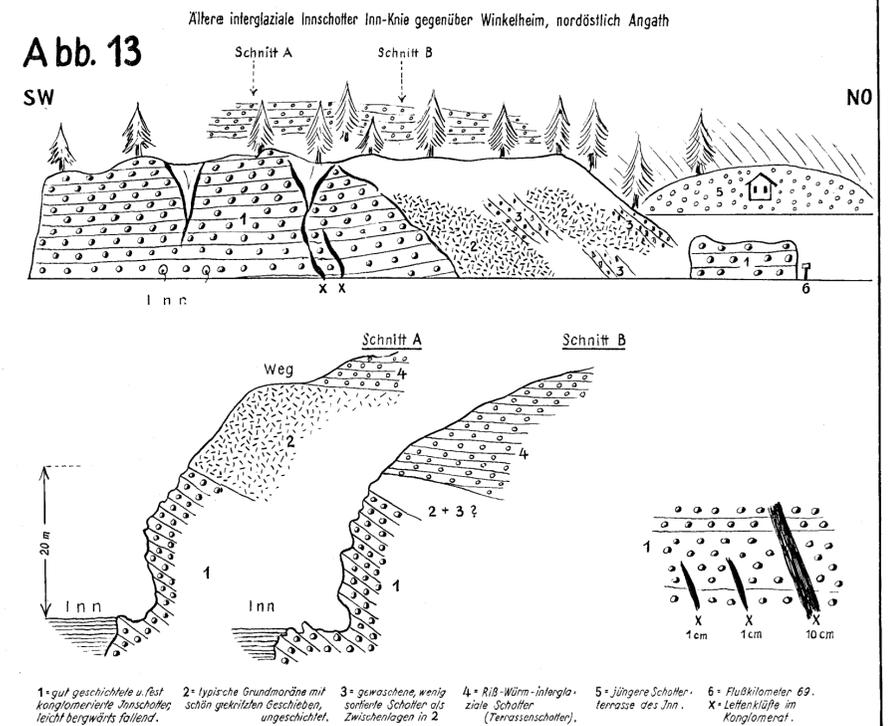
Abb. 12



Aufschlüsse entlang des Fußweges von Breitenbach am Fuße der Terrasse gegen O

- 1 = Trias-Mylonit des Kochelwaldes
- 2 = Oberangerberger Schichten
- 3 = Ältere Grundmoräne (R)
- 4 = Bänder-ton
- 5 = Mehlsand
- 6 = interglazialer Bergsturz
- 7 = Oberfläche einer Flußterrasse

Abb. 13



- 1 = gut geschichtete u. fast konglomerierte Zunschober, leicht bergwärts fallend.
- 2 = typische Grundmoräne mit schön geklebten Geschieben, ungeschichtet.
- 3 = gewaschene wenig sortierte Schotter als Zwischenlagen in 2.
- 4 = Rib-Würm-Interglaziale Schotter (Terrassenschotter).
- 5 = jüngere Schotterterrasse des Inn.
- 6 = Flußkilometer 69, X = Leitenklüfte im Konglomerat.

Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches

Von Gustav Götzing

(Mit 9 Tafeln XXIII bis XXXI und 9 Textabbildungen)

Vorbemerkungen

In einer gemeinsamen Arbeit mit Helmuth Becker im Jahrbuch 1932 wurde auf Grund neuer Fossilfunde bis 1931 ein Rückblick über die stratigraphisch-geologisch-fazielle Gliederung des Wienerwaldflysches gegeben. Von den gemachten Erfahrungen ausgehend, habe ich in der Folge bei der Flyschkartierung die Fossilsuche in den Vordergrund gestellt und es gelangen zahlreiche neue Fossilfunde. So konnte die Ausbeute an neuen Fossilien und Lebensspuren im Flysch des Wienerwaldes wiederum gemehrt werden. Da in den Aufnahmeberichten der Geologischen Bundesanstalt seit 1931 meist nur über die geologischen Verhältnisse Mitteilungen gemacht wurden, verlohnt es sich, nunmehr über den gegenwärtigen Stand eine Zusammenfassung, zugleich mit einer Karte der neuen Fossilfunde zu bringen (Tafel XXIII und XXIV).

Einerseits können neue Beiträge zur stratigraphischen Gliederung des Flysches geboten werden, andererseits soll die Karte mit den neuen Fundpunkten den bisherigen Stand unseres Wissens im Interesse der späteren Forschungen festlegen.

Die Karte der Fossilfundpunkte enthält nur jene Funde verzeichnet, welche von mir (und z. T. in gemeinsamer Arbeit mit H. Becker bis 1931) gemacht wurden. Sie bildet damit eine Ergänzung der Karten von R. Jaeger und K. Friedl, welche die damaligen Fossilfundpunkte allerdings nur im östlichen Wienerwald bis 1914, bzw. 1920 zusammenstellten, und der Karte von F. Trauth mit den Fossilfunden im Lainzer Tiergarten bis 1928¹⁾. Im Flyschgebiet des östlichen Wienerwaldes wurden die kartographisch fixierten Fossilfunde von Jaeger, Friedl und Trauth nicht nochmals auf der Karte wiederholt; sie soll einen Überblick über die eigenen neuen Funde bringen.

Die vorliegende Karte umschließt den Flysch des ganzen Blattes Baden—Neulengbach und des Blattes Tulln (südlich der Donau) [Tafel XXIII]. Ein separates Kärtchen enthält die Zusammenstellung über eigene (und z. T.

¹⁾ Auf sonstige, lokalbeschränkte Eintragungen von Fossilfundpunkten auf den Karten von A. Spitz und P. Solomonica wird S. 270/271 hingewiesen.

Becker's), neue Fossilfunde im östlichen Teil des Blattes St. Pölten (bis zum Traisental [Tafel XXIV]).

Wenn die Veröffentlichung der neuen Fossilfundpunkte aus dem Wienerwaldflysch nebst der vereinfachten geologischen Karte (1:75.000) des Gebietes hier gegeben wird, so muß leider bemerkt werden, daß ein großer Teil der eigenen wissenschaftlichen Originalaufsammlungen bis 1938 der Bombenexplosion meines Arbeitszimmers in der Geologischen Bundesanstalt (November 1944) zum Opfer gefallen ist. Einiges aus dem wertvollsten Material war z. T. verlagert und konnte dadurch gerettet werden. Auch sind manche lehrreiche, heute vernichtete Stücke schon früher dankenswerterweise von Dr. Karl Götzinger photographiert worden.

Die Ergebnisse der von Dr. R. Grill und Dr. R. Noth in Angriff genommenen mikropaläontologischen Untersuchung des Flysches verschiedener geologischer Zonen des Gebietes werden bei späterer Gelegenheit vorgelegt werden.

A. Überblick über die neuen Fossilfunde nach ihrer stratigraphischen Reihung

Indem die neuen Fossilfunde in die bisher festgelegten stratigraphischen Zonen des Wienerwaldflysches eingebaut werden, können noch mancherlei Ergänzungen zum bisherigen stratigraphischen Bild geboten werden. Die Grundzüge des letzteren waren zuletzt in zwei Veröffentlichungen in Kürze erörtert: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen („Berichte“ d. Geol. Anst. 1943) und „Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches“ („Berichte“ 1944).

Eine eingehende paläontologische Erörterung der verschiedenen Fossilfunde wird hier nicht gegeben, ebenso auch nicht eine paläobiologische Analyse zahlreicher Lebensspuren des Flysches. Wichtig erscheinen uns aber die Funde, bzw. die Vergesellschaftung verschiedener Fossilien und Lebensspuren zur Korrelierung faziell ähnlicher oder gleicher Schichtenhorizonte (vgl. z. B. die *Palaeobullia*-Horizonte), vor allem für den Entwurf der geologisch-stratigraphischen Karte des z. T. wenig aufgeschlossenen Gebietes (vgl. Legende auf Tafel XXIII).

Unterkreide (Neokom, Gault)

Nordzone (Greifensteiner Teildecke):

Kalke, Kalksandsteine, Schiefertone und Mergelschiefer, Arkosesandsteine, Neokom im allgemeinen; Quarzite, kieselige Sandsteine, Bänder-sandsteine, Schiefer (auch bunte), Gault (im besonderen).

Bezeichnend sind in den Quarziten, besonders in den typischen Gault-quarziten, die Hieroglyphen, Ausfällungen sowohl dickerer wie feinerer Wurmgänge. In den Neokomschiefern finden sich feinste Hieroglyphen (Tafel XXV a), welche für diese Zone geradezu typisch sind (Riederberg, Nr. 324). In Schichten, welche petrographisch-faziell als Unterkreide anzusprechen sind, fehlen nicht die Chondriten (Nr. 189); sie unterscheiden sich von denen der typischen Oberkreide durch Weitästigkeit und mehr fiederförmige Anordnung. Neue Formen von Wurmröhren fanden sich im Gault

der N-Zone NE Penzing (Kronstein, Nr. 275). Vereinzelt Aufbrüche der Unterkreide sind auch südlicher, außerhalb des N-Randes anzutreffen; die Hieroglyphen (Höbersbachgraben, Nr. 244 und SW Taglesberg, Nr. 325) ähneln ganz denen des Gault, worauf auch die petrographische Analogie hinweist. Von letzterem Punkt liegen weitästige Chondriten vor, die dadurch in Gegensatz zu den häufigen der Oberkreide treten. Chondriten fanden sich in der Unterkreide ferner bei Kreuth (Nr. 209) (zum Vergleich Nr. 16 der Klippenzone im folgenden).

Klippenzonen der Laaber Teildecke, auch „Klippenzonen des Wienerwaldes“

Kalke, Hornsteinkalke, Kalkmergel, Kalksandsteine, begleitet von Schiefertönen und Mergelschiefeln.

Aus der Zone der Tithon-Neokom-Kalkklippen konnten neue Aptychen und Belemniten gefunden werden. So im Bachbett der bekannten kleinen Kalkklippe W vom Dornbacher Park neuer Aptychenfund (Nr. 214); im Steinbruch Dachshauberg (S Erlbart) (Nr. 122) Aptychen; ebenso in der Nähe am Sattel N 515 (177); es liegen ferner vor: in der Gern, Schöpflgebiet (Nr. 123) Belemniten, vom Stollberg (Nr. 146) Aptychen und Belemniten, W Stollberg, beim Eibenberger Aptychen (Nr. 219), Rainfeld a. d. Gölsen, oberhalb Bernreit (Nr. 216) Aptychen und Belemniten; von letzterer Lokalität liegen auch Cephalopodenreste vor.

Die Hüllschiefer der Klippenkalke sind meist Neokom. Sie führen gleichfalls Aptychen: Nutzhof (Nr. 85), Stollberg (Nr. 146), nach den freundlichen Bestimmungen von F. Trauth: *Lamellaptychus beyrichi* Opp., *Lamellaptychus rectecostatus* Trth., *Lamellaptychus submortilleti* Trth. Im Bereich der Klippenzone NW Unterrohrbach, Gölsental, W Herbst wurden erstmalig Cephalopoden (nicht näher bestimmbar) gefunden (Nr. 118).

In den Hüllschiefern, bzw. im Mergelkalk im Bereich der kleinen Klippenkalkzüge von Wolfsgraben fand sich ein *Inoceramus* sp. im Straßeneinschnitt ins Heimbautal (Nr. 153) (Abb. Jahrbuch 1932, Fig. 1, S. 347).

Die dünnplattigen, kieseligen Kalksandsteine und Quarzite, Kalkquarzite der Klippenhülle, vornehmlich Gault, zeichnen sich durch kleine Hieroglyphenformen aus (Nr. 16), die sich von denen der Oberkreide und des Eozäns unterscheiden. Hier sind zu nennen die Funde: Ht. Sattelberg (Nr. 280) Neokomhieroglyphen, Glasgrabenwiese (Nr. 284) Würzchenhieroglyphen, Weidlingau (Nr. 332) Knotenhieroglyphen. Die Ausgußform einer daumendicken mäandrischen Fährte fanden wir am Schöpfl-N-Abfall (Nr. 273). (In der Oberkreide ist diese Fährte nicht bekannt.) *Paleodictyon* feinmaschig (Tafel XXVI a) vom Ht. Sattelberg (Nr. 280).

Außer der Hauptklippenzone und den durch Trauth vorzüglich untersuchten Klippen von Ober-St. Veit und vom Tiergarten, deren Fossilführung von letzterem ausführlich dargelegt ist, wurden nun noch kleine Klippen E Klausen-Leopoldsdorf und in Kalkalpennähe außer Sulz (Spitz) bei Kleinmariazell (Götzinger) und Kaumberg (Küpper) nachgewiesen. Die Hüllschichten besonders der letztgenannten Klippen sind die

Kaumberger Schichten, Unterkreide, z. T. Gault.

Meist plattige, kieselige Kalksandsteine, Quarzite, Kalkquarzite, Schiefer (auch bunte), Mergelschiefer sind die charakteristischen Gesteine. Auch hier treten die hezeichnenden Hieroglyphen auf den Schichtflächen der Kalksandsteine und Quarzite auf. Sehr typisch sind die „klobig-rissigen“ Quarzite mit verschieden dicken Hieroglyphen (Tafel XXV b).

Als Beispiele — es sind meist kleine Hieroglyphen von einem besonderen Typus ¹⁾ — führen wir an:

Kollmünzer Forst	Nr. 256
N Kleinmariazell	Nr. 257
Coronatal	Nr. 258
Thenneberg	Nr. 259
NE Zechhofer	Nr. 260
Triestingtal, Anger	Nr. 261
Kl. Krottenbach	Nr. 264
E Kaumberg	Nr. 267
NNE Kaumberg	Nr. 268
S Gerichtsberg	Nr. 310
E Kleinmariazell	Nr. 337

Außerdem liegt eine seltene Ausgußform einer *Helminthopsis*-ähnlichen, gewundenen Fährte vor: E Gerichtsberg (Nr. 234).

Geradezu auffallend ist, daß mehrfach in dieser Unterkreide *Paleodictyon* erscheint: Abb. 9 stellt einen Typ davon dar, vom Triestingtal gegenüber Anger (Nr. 261) (Fund Dr. Küpper), ferner Tafel XXVI b aus dem Triestingtal, unterhalb E. St. Kaumberg (Nr. 263).

Das schon früher erwähnte feinmaschige *Paleodictyon* (Tafel XXVI a) vom Ht. Sattelberg (Nr. 280) gehört auch der Unterkreide — Klippenhülle — an.

Oberkreide

Nordzone (Greifensteiner Teildecke)

Wörderner Sandstein und Altlengbacher Schichten

Der Wörderner Sandstein ist ein Mürbsandstein zwischen Kalksandsteinen und Mergeln, der der eigentlichen „Orbitoidenkreide“ Friedls entspricht. Er geht über in die Altlengbacher Schichten, welche hauptsächlich aus kieseligen Sandsteinen, Kalksandsteinen und Schiefertönen sich zusammensetzen, während Mergelschiefer, Mergel und Mürbsandsteine zurücktreten.

Aus dem Wörderner Sandstein wurden neue Funde von Orbitoiden in Ergänzung der Funde von R. Jaeger gemacht; Fundort nahe dem Römerbrunnen SE St. Andrä (Nr. 45). Über die Bestimmungen schrieb A. Liebus 1934. (Von der gleichen Lokalität liegen auch neue Reste von *Pecten* vor.) Neue Funde von Orbitoiden habe ich aus dem Mürbsandstein von Hadersfeld (Nr. 314) und NE Hadersfeld (Nr. 46). Diese Orbitoiden und Mürbsandsteine sind den Kalksandsteinen der Oberkreide eingeschaltet; ferner wurden Orbitoidenfunde in der typischen Oberkreide NNE Langstögerberg (Nr. 53) und W Wolfpassingerberg (Nr. 313) gemacht.

¹⁾ Ähnlichkeit des Typus mit den Hieroglyphen des Gaultquarzites Oberes Dammbachtal Nr. 329.

In den Altlengebacher Schichten der Oberkreide fanden sich erstmalig Inoceramenreste, SSE Kirchstetten (Nr. 124). Neu sind Reste von dünnchaligen Bivalven, von dünnchaligen Ostreen aus dem Steinbruch am Riederberg (Nr. 103).

Auch die besonders für die Fazies der Kahlenberger Schichten der Oberkreide bezeichnenden Helminthoideen fehlen in den Altlengebacher Schichten nicht: SSE Kirchstetten (Nr. 124), S Haaberg (Nr. 229), N Rekawinkel (Nr. 279), Eichgraben (Nr. 294), NE Anzbach (Nr. 334, 335).

Im Verhältnis zu den Helminthoideen sind aber die Chondriten häufiger: Hagenbachklamm (Nr. 125), S Ob. Kirchbach (Nr. 130), NE Furth (Bl. St. Pölten) (Nr. 138), W Eichgraben (Nr. 174), Prinzenbachtal (Nr. 202, 203), Steinbruch Felsenkeller S Neulengbach (Nr. 204), Schmelzgraben (Nr. 210), Heuberg bei Pyhra (Bl. St. Pölten) (Nr. 217), NW Wolfpassingerberg (Nr. 270), W Wolfpassingerberg (Nr. 313), Höbersbachgraben (Nr. 243), Gr. Tullntal, bei Linden (Nr. 271), N Rekawinkel (Nr. 279), S Ollersbach (Nr. 285), Dornberg (Nr. 290), ENE Altlengebach (Nr. 291, 292), Kl. Stiefelberg (Nr. 311), S Karlsdorf (Nr. 316), N Allhang (Nr. 321), SE Kuhreiterberg (Nr. 322), Barthsgraben bei Gablitz (Nr. 326), E Kohlreitberg (Nr. 336).

Die eigenartigen Skulpturen tubicoler Anneliden (vgl. Jahrbuch 1932, Tafel IX d) zeigen Fundstücke vom Steinbruch Felsenkeller, S Christofen (Nr. 51) und von Gwörth, Stössingtal (Bl. St. Pölten) (Nr. 30).

Die typischen Altlengebacher Schichten enthalten in den Mühsandsteinlagen im Steinbruch Liechtenstein (Nr. 23) neben Kohlenhäcksel Pflanzenreste und Harz, auch *Taonurus* und „geriefte Wurmröhren“ (Jahrbuch 1932, Tafel IX c) wie Fundort Angermühle S Laaben (Nr. 15). Harzreste sind für diese Zone neu; ebenso *Taonurus*. Eine besondere Form von Hieroglyphen stellen die mäandrischen Fährten S Ollersbach (Nr. 285) dar ¹⁾.

Mittelzone (Kahlenberger Teildecke)

Kahlenberger Schichten

Die Kahlenberger Schichten, den Zementmergeln des Westens entsprechend, sind petrographisch wohl das deutlichst erkennbare Schichtglied des Flysches, indem sie vorwiegend aus einer Wechsellagerung von Mergeln, Kalksandsteinen und Tonschiefern bei Zurücktreten der Mühsandsteine bestehen. Sie bergen auch, von gewissen Eozänschichten abgesehen, die häufigsten Fossilien.

Besonders bezeichnend sind, wie schon bekannt, die Chondriten. Wir geben die Aufzählung, angesichts der großen Fülle von Funden, nach der Reihung der Fundpunkte (s. Abschnitt B.):

Nr. 4, 27, 93, 94, 99, 104, 107, 108, 117, 129, 131, 132, 134, 137, 143, 144, 150, 151, 159, 179, 191, 193, 194, 195, 197, 198, 201, 205—207, 208, 211, 212, 213, 232, 235, 237, 238, 239, 242, 278, 282, 288, 293, 296, 298—304, 308, 309, 315, 319, 320, 333.

¹⁾ Nur besondere Hieroglyphen wurden bei den verschiedenen Oberkreide-Faziesbildungen notiert; die Hieroglyphen der Unterkreide sind dagegen teilweise zusammengestellt, weil sie stratigraphisch-fazielle Bedeutung haben und Mithilfe bei der geologischen Einstufung bieten.

Besonders leitend sind die Helminthoideen¹⁾; Reihung nach den Fundpunkten: Nr. 68, 92—94 (vgl. Abb. 3), 99, 104, 108, 135—136, 142, 149—152, 157, 159, 205, 231, 245, 246, 278, 287, 318. Verwandt mit den Chondriten ist *Taenidium*²⁾: Nr. 4, 94, 99.

Namentlich sind leitend die Inoceramen.

Mehrere Funde liegen vor: vom Steinbruch nahe Norbertinum, östlich E. St. Tullnerbach-Preßbaum (Nr. 4), Exelberg (Nr. 107), E vom Exelberg (Nr. 108), Dahaberg (Nr. 99), nördlicher Augustinerwald, ENE Rehgrabenberg (Nr. 93) (mit Pflanzenresten und Kohlenstücken), Dammbachtal (Nr. 94) und E Hegerberg (Hendelbachgraben) (Bl. St. Pölten) (Nr. 218). Fragmente von Inoceramen fanden sich häufig: N Hochstraß (Nr. 283) und NE Rehgrabenberg (Nr. 27).

Leitend sind gleichfalls die Kopolithen, welche aus zerknackten Inoceramenschalen bestehen; sie haben verschiedene Formen, teils schnurartig, teils knödelartig (vgl. Jahrbuch 1932, Tafel X c und d).

Neue Funde davon: Exelberg (Nr. 107 und 108), Dahaberg (Nr. 99), NE Rehgrabenberg (Nr. 27), Norbertinum (Nr. 4), Dammbachtal (Nr. 94).

Dünnschalige Ostreen lieferten die Steinbrüche von Norbertinum (Nr. 4) (Ostreen und Inoceramen, Abb. 2) und vom Dahaberg (Nr. 99).

Ein *Pecten* fand sich NW Brand auf der Windbüchlerhöhe (Nr. 71).

Problematische Lebensspuren „Tonlamellenschnüre“ (Abb. Jahrbuch 1932, Fig. 2) vom Steinbruch Unterpurkersdorf (Nr. 92) fanden sich auch NE Rehgrabenberg (Nr. 27). Ferner eine oberkretazische Form³⁾ von *Paleodictyon* im Dammbachtal (Nr. 94) und NE Rehgrabenberg (Nr. 27) (vgl. dazu die Formen von *Paleodictyon* aus dem Greifensteiner Sandstein und aus der Unterkreide). *Taonurus* ist neu aus der Oberkreide vom Dahaberg (Nr. 99) und vom Norbertinum (Nr. 4); Grabgänge mit „Spreitengang“⁴⁾ fanden wir auch in letzterem Steinbruch (Nr. 4). Ausgüsse von mäandrischen Fährten von Gastropoden haben wir am Dahaberg (Nr. 99) (Abb. 6), wie am Exelberg (Nr. 107), beobachtet.

Wurmrohren, ähnlich *Damonhelix* (Nr. 94 und 99), geriefte Wurmrohren (Abb. Jahrbuch 1932, Tafel IX c) (Nr. 15 und 4); Wurmgänge N Hochstraß (Nr. 283).

¹⁾ Auf der Karte wurden nicht alle Vorkommen von Chondriten oder Helminthoideen, auch wo die Funde neu gemacht wurden, verzeichnet. Es sind bloß solche Punkte aufgenommen, bei denen es die geologischen Zusammenhänge erfordern oder wo ihr Auftreten für die geologisch-stratigraphische Einordnung maßgebend erscheint.

²⁾ Manche *Taenidium*-ähnliche Form kann aus Chondriten entstehen, wenn die Chondritenränder durch Verknüpfung u. dgl. gefaltet werden. (Vgl. K. Krejci-Graf, Zur Natur der Fukoiden. Senckenbergiana, 18, 1936, S. 308—315.)

³⁾ *Paleodictyon* aus dem Oberkreideflysch (Maastricht) von Guipuzcoa beschrieb jüngst: J. Gomez de Llarena, Revision de algunos datos paleontologicos del Flysch cretaceo y numulítico de Guipuzcoa. Notas y comunicaciones del Instituto geologico y minero de España. 1946, No. 15, S. 109—166.

Paleodictyon Strozzi Silvestri aus dem Flysch des unteren Maastricht und oberen Campan beschreibt aus dem Kaukasus N. B. Wassojewitsch, Travaux de l'Institut Géologique de l'Académie des Sciences de l'USSR 1932, tome II, Leningrad, S. 47—64.

⁴⁾ Unsere früheren Funde (bis 1932) bestätigte Dr. Schors. Beschreibung und Erklärung durch K. Ehrenberg. Über einige Lebensspuren aus dem Oberkreideflysch von der Wiener Umgebung. Palaeobiologica, 7., 1941, S. 282 ff.

Vgl. auch *Cancellophycus* (obere Kreide) von Hendaya, J. Gomez de Llarena, Datos Paleontologicos. Notas y comunicaciones del Instituto geologico y minero de España, Madrid, 1949, No. 19, S. 1—15.

Sedimentologisch sind die Ausgußformen der Hieroglyphen bemerkenswert. Die kleindimensionierten sind besonders typisch in gewissen Lagen der Kahlenberger Schichten, wo diese meist auch Inoceramenreste oder zumindest Koprolithen mit Inoceramenfragmenten führen.

Oberkreide der Sieveringer Schichten¹⁾

Diese Fazies trägt einen faunistischen Charakter, der den beiden früher genannten Oberkreidefaziesgebieten ähnlich ist. Dieser Gruppe gehört an die Zone des Steinbruchs Unterpurkersdorf (Nr. 92) — obgleich mehrere Schichten des Steinbruchs auch an Kahlenberger Schichten erinnern —, in welchem der erste Neufund eines Ammoniten gemacht wurde [seit Toulas Fund 1893 eines *Mantelloceras (Acanthoceras) Mantelli* Sow.], der nach F. Trauths gütiger Bestimmung *Gaudryceras* *cf. mite* Haner (Abb. Jahrbuch 1932, Tafel XI a) eine senone Leitform darstellt. Hier fanden sich auch dünnchalige Ostreen.

Leitend sind wiederum die Chondriten: Nr. 48, 111, 147, 196, 220, 228, 272, 295, 317, 327. Desgleichen die Helminthoideen Nr. 48, 92, 111, 158, 178, 276, 327. Inoceramen fanden sich auch, wenn auch etwas seltener als in den Kahlenberger Schichten: Mühlberg (Nr. 111), Deutschwaldtal (Nr. 110). Ein großer *Inoceramus* im kleinen Steinbruch unterhalb des Krapfenwalds (Nr. 41); Inoceramen und Inoceramenfragmente auch im Steinbruch Unterpurkersdorf (Nr. 92) und Koprolithen mit Inoceramenresten (häufig). Selten sind in dieser Gruppe Bivalven und Gastropodenreste, z. B. *Cardium* und *Turritella* (SW Sattelberg) (Nr. 74). Ausgußformen von Gastropodenfährten fanden wir im Steinbruch Unterpurkersdorf (Nr. 92), eine Ausgußform einer gewellt verlaufenden Gastropodenfährte beim Krapfenwald (Nr. 41). Die „Tonlamellenschnüre“ (Abb. Jahrbuch 1932, Fig. 2) sahen wir im Steinbruch (Nr. 92). Besonders bezeichnend für diese Fazies sind die häufigen pflanzlichen Einschwemmungen, so besonders: Haltertal (Nr. 147), Mühlberg (Nr. 111), W Wöllersdorf (Nr. 196), sehr häufig sind Kohlenhäcksellagen; Kohlenstückchen im Steinbruch Obersievering (Nr. 220), im Steinbruch Deutschwaldtal (Nr. 110) und im Steinbruch W Wöllersdorf (Nr. 196). Holzreste bargen wir aus dem alten Steinbruch SW vom Ht. Sattelberg, S Preßbaum (Nr. 174).

Oberkreide S der Hauptklippenzone

Im Stadtgebiet von Wien erscheinen Oberkreidebildungen in der Fazies der typischen Kahlenberger Schichten auch südlich der Hauptklippenzone: am Satzberg, Heuherg und Schafberg. Aus dem Satzberggebiet liegen neu vor: Helminthoideen (Nr. 230, 231), Chondriten (Nr. 289).

Die Kahlenberger Fazies ist auch südlich des Wienflusses im Tiergarten anzutreffen. (Verschiedene Fossilfunde aus dem Tiergarten beschrieb vor allem Trauth²⁾. Eigene Funde sind die folgenden: Inoceramen aus dem Lainzer Tiergarten, oberhalb der Stockwiese (Nr. 63), nicht näher bestimm-

¹⁾ Fossilien aus den Sandsteinen, welche zwischen den Sieveringer Schichten vorkommen, teils als lokale Wechsellagerung, teils als isolierte Einschaltung, erscheinen analog den gelegentlichen Sandsteinen der Kahlenberger Schichten.

²⁾ Siehe Literaturhinweise.

bare Bivalvenabdrücke vom Hackenberg (Nr. 62) und Chondriten östlich Rohrhaus (Nr. 61).

Aus dem Satzberggebiet wurden Chondriten neuerdings mehrfach festgestellt (Nr. 154).

Weiter westlich vom Tiergarten-Bezirk sind die Oberkreideaufbrüche im Bereich der Laaber Teildecke reicher an Sandsteinen, so daß von einer Fazies der Kahlenberger Schichten nicht mehr gesprochen werden kann. Anklänge an die Fazies der Sievinger Schichten sind vorhanden.

Durch die Führung von Chondriten wurde ein schmaler Oberkreidesaum unter dem Schöpf S der Klippenzone erwiesen; ENE Hendelberg (Nr. 73) und Schöpf-N-Abfall (Nr. 274) und ebenso SE der Gaisruckklause (Nr. 179). Ferner gehören hieher die Funde von Chondriten im Kohlgraben, E Glashütte (Nr. 199) [mit Anklängen an Kahlenberger Schichten] und Helminthoideen am N-Abfall des Schöpf S (Nr. 274). Es ist von Interesse, daß die „gerieften Wurmröhren“ (Jahrbuch 1932, Tafel IX c) von Altengbach (Nr. 23) und von Laaben (Nr. 15), also nördlich der Klippenzone, auch südlich derselben ENE Hendelberg (bei Nr. 73) auftreten.

Der Oberkreidesandstein der Klippenhülle des Tiergartenklippengebietes („Hütteldorfer Sandstein“), welcher durch Führung von bunten Schiefen charakterisiert ist, führte den schon früher bekannten Zahn von *Ptychodus* und Chondriten im Steinbruch Rosental (Nr. 109); aus dieser Zone liegt neuerdings ein Fund von Harz vor.

Sonstige Aufbrüche der Oberkreide im Bereich der Laaber Teildecke

Es handelt sich um überwiegende Sandsteine und Kalksandsteine, auch gröbere Sandsteine, mit etwas Mergel und Mergelschiefen. Chondriten und der petrographische Charakter der Schichten wurden hier maßgebend, die Schichten in der Oberkreide zu stellen. So im Schweehattal und Hanfbachtal (Nr. 249), am Saagberg (Nr. 250), bei der Hauptklause (Nr. 251); ferner im Pöllatal (Nr. 254, 255) und am Reisberg E-Seite (Nr. 269). Der Oberkreideaufbruch in den Laaber Schichten im Schweehattal bei der Hauptklause brachte auch eine *Daimonhelix*-artige Form (Nr. 251).

Eozän

Der Greifensteiner Sandstein der N-Zone des Wienerwaldes ist bekanntlich faziell-sedimentologisch wie faunistisch verschieden von den Laaber Schichten der S-Zone des Wienerwaldes, wie schon 1932 ausführlich dargelegt wurde.

Greifensteiner Sandstein (Paleozän bis Mitteleozän)

Das charakteristische Gestein ist ein häufig mittel- bis grobkörniger, bankiger Quarzsandstein, der bei dünner Bankung häufig Tonschiefer und Ton als Zwischenlagerung enthält. Auch der Greifensteiner Sandstein ist in zwei genetisch begründete Faziesbildungen (äußerer und innerer Zug) gliederbar, welche auch einige Unterschiede im faunistischen Habitus aufweisen.

Der äußere Greifensteiner Sandstein (Zug Höflein—Greifenstein—Altenberg) ist weitaus grobkörniger als der Greifensteiner Sandstein in den südlicheren Zonen, und dementsprechend sind auch im vorherrschenden

faunistischen Charakter trotz sonstiger Ähnlichkeiten Verschiedenheiten vorhanden. Diese Unterschiedlichkeiten konnten auch auf Grund der zahlreichen Neufunde von fossilen Lebensspuren unter Beweis gestellt werden.

Vor allem sind die Nummuliten und Ostreen (überhaupt Bivalven) bedeutend häufiger als in der inneren Zone, ja die ufernahen Sedimente, die nahe einem kristallinen Festland zur Ablagerung gelangten, weisen an einigen Stellen verhältnismäßig reiche Fossilführung und ganz bestimmte Faunenvergesellschaftungen auf.

Diese bestehen in reicher Führung namentlich von Nummuliten, Assilinen, Alveolinen, Orbitoiden und anderen Foraminiferen, von *Serpula*, Ostreen, *Pecten* und *Cardium*, *Pinna-Perna* - (inoceramenähnlichen) Fragmenten, Gastropodenresten, Seigelfragmenten und Fischzähnen, nebst verschiedenartigen Hieroglyphen.

Nummulina atacica Leym., die Leitform für das Paleozän bis Untereozän des Greifensteiner Sandsteines, fand sich im Steinbruch Hollitzer, Greifenstein (Nr. 1), Altenberg (Nr. 3), Höflein (Nr. 24), Kritzendorf (Nr. 21) und Kronstein (Nr. 102).

Nummulina globula Leym. (Paleozän) gleichfalls im Steinbruch Hollitzer (Nr. 1) und Höflein (Nr. 24). *Nummulina rotularia* Desh. im Steinbruch Hollitzer (Nr. 1), Altenberg (Nr. 3) und Höflein (Nr. 24). *Nummulina planulata* Lamk. (Paleozän) var. *sparsiseptata* bei Altenberg (Nr. 3) und Kronstein (Nr. 102); *Nummulina irregularis* Desh. var. (Ypresien, Untereozän) bei Altenberg (Nr. 3); *Nummulina fischeuri* Prever (Ypresien, Untereozän) im Steinbruch Hollitzer (Nr. 1), Altenberg (Nr. 3), Höflein (Nr. 24) und Kronstein (Nr. 102).

Assilina sp. haben wir von den Fundstellen Greifenstein (Nr. 1), Altenberg (Nr. 3), Höflein (Nr. 24) und Kronstein (Nr. 102).

Unsere Aufsammlungen von Orbitoiden aus dem Greifensteiner Sandstein, u. zw. aus der äußeren Zone, von Altenberg (Nr. 3) bestimmte Liebns:

Operculina complanata Defr.

Actinocyclus radians Arch. (Auversien-Ludien = Oberes Mitteleozän-Obereozän)

Asterodiscus stellatus Arch. (Lutetien, Mittleres Eozän)

Discocyclus dispansa Sow.

Discocyclus archiaci Schlumb.

Discocyclus pratti Arch. (Auversien-Ludien)

Discocyclus umbo Schafh.

Serpula z. T. *spirulea* häufig im Greifensteiner Sandstein: Steinbruch Greifenstein (Nr. 1) und Altenberg (Nr. 3).

Die dickschaligen Ostreen fanden sich bei Greifenstein (Nr. 1), Altenberg (Nr. 3), östlich Ruine Greifenstein (Nr. 8), Höflein (Nr. 24 und 28) und Kronstein (Nr. 102).

Cardium und *Pecten* bei Greifenstein (Nr. 1 und 2), Altenberg (Nr. 3) und Kronstein (Nr. 102).

Die besonders für unseren äußeren Greifensteiner Zug charakteristischen *Pinna*- oder *Perna*-Bruchstücke, welche Inoceramenfragmenten ähnlich sind, sind nicht selten innerhalb der sonstigen Faunenvergesellschaftungen anzutreffen, so: bei Greifenstein (Nr. 1 und 2), Altenberg (Nr. 3), östlich Ruine Greifenstein (Nr. 8 und 9), Höflein (Nr. 24 und 28) und Kronstein (Nr. 102).

Seeigelstacheln und -Fragmente haben wir von Altenberg (Nr. 3); Fischzähne von Greifenstein (Nr. 1).

Von Hieroglyphen sind anscheinend nur auf diese Zone beschränkt die Ausgußformen von regelmäßigen groß-mäandrischen Gastropodenfährten, deren Mäander 5—10 cm voneinander abstehen (vgl. Jahrbuch 1932, Abb. VII a, b), sozusagen Riesen-Helminthoideen, die aber in der Oberkreide nicht vorkommen und nur die Gestaltung der Gänge der oberkretazischen Helminthoideen nachahmen; Fundpunkt Höflein (Nr. 28).

Nicht so streng gesetzmäßig wie diese „Großformen“ von Helminthoideen verlaufen unregelmäßig gewundene Fährten von Gastropoden im Greifensteiner Sandstein (Nr. 1), eine Form ähnlich der „*Helminthopsis*“ Pauls (Jahrb. 1888, Tafel III/1).

Dagegen ist die für die innere Greifensteiner Zone sehr charakteristische, ja leitende Gastropoden-Ausgußform *Subphylochora* (Abb. Jahrbuch 1932, Tafel VIII a) in der äußeren Zone seltener, so im Hollitzer Steinbruch (Nr. 9) und bei Höflein (Nr. 28). Ebenso wurde die Positivfährte *Palaebullia* (Jahrbuch 1932, Tafel VIII h), die gleichfalls für die innere Zone sehr bezeichnend ist, anscheinend in der äußeren Zone noch nicht festgestellt.

Paleodictyon kommt im Greifensteiner Sandstein vor in der Form von Höflein (Nr. 24). Das noch aufzuklärende und für den Greifensteiner Sandstein überhaupt sehr typische Problematikum *Taonurus* fand sich auch in der äußeren Zone: Kritzendorf (Nr. 21) und Höflein (Nr. 24). Harzfunde und Kohlenreste im Hollitzer Steinbruch, Greifenstein (Nr. 1). Auch sie bezeichnen ein küstennahes Sediment.

Innerer Greifensteiner Sandstein

Der im Gegensatz zum äußeren Greifensteiner Sandstein feinkörnige „innere Greifensteiner Sandstein“ enthält häufiger Tonschiefer einschaltungen; die Bänke sind im Durchschnitt weniger mächtig; es wechselte Sand- und Tonschlammzuführung. Die Zone befand sich bereits außerhalb des Einflusses der Uferbrandung, lag aber noch in ganz seichtem Wasser. Die Faunenvergesellschaftung ist etwas verschieden von der der äußeren Zone.

Ganz zurück treten die dünnchaligen Ostreen und die reichen Nummuliten-vorkommen. Die *Pinna*- oder *Perna*-Fragmente sind nicht selten. Von den Gastropodenfährten sind *Palaebullia* und *Subphylochora* nunmehr ganz in den Vordergrund tretend; sie bilden geradezu Leithorizonte.

Im einzelnen sei folgendes bemerkt: Nummuliten fanden sich bei Kritzendorf (Nr. 21), *Nummulina atacica* Leym. Schlecht erhaltene Nummuliten liegen vor: Mauerbach (Nr. 31), Hehelsbaehgraben (Nr. 105), NE Troppberg (Nr. 95), E Troppberg (Nr. 96 und 106); [Tullnerbach-Lawies (Nr. 54)]¹⁾.

Pinna-*Perna*-Fragmente wurden gefunden: Kritzendorf (Nr. 21), W Gugging (Nr. 20), Mauerbach (Nr. 32 und 38), NE Troppberg (Nr. 95), S Troppberg (Nr. 6), S Altlengthach (Nr. 22) und am Schönberg bei Lanzendorf (Bl. St. Pölten).

Vereinzelte Reste von Bivalven, *Cardium* und *Pecten*: vom Karholz (W Kirchbach) (Nr. 5), Mauerbach (Nr. 31), S Troppberg (Nr. 6), Paller-

¹⁾ Dieser Punkt zeigt Greifensteiner Fazies in den „Gablitzer Schichten“ des Eozäns (vgl. im Folgenden).

stein (Nr. 106), E Troppberg (Nr. 96); [Weidlingbachtal (Nr. 112), Jochgrabenberg (Nr. 44), Schwabendörfel (Nr. 86)]¹⁾.

Reste von *Turritella* S Troppberg (Nr. 96), *Serpula* NE Troppberg (Nr. 95); seltener *Lamna*-Zähne: Hohenau (Nr. 40), Pfalzberg (Nr. 43); Fischwirbel NE Troppberg (Nr. 95), Seeigel-Fragmente vom Hebelsbachgraben (Nr. 105).

Die für die innere Zone besonders wichtige Leitform, die Fährte *Palaeobullia* wurde außer den schon 1932 genannten Fundstellen der 7 km langen Zone Kritzendorf (Nr. 21 und 39) — Gugging (Nr. 35, 42 und 100), jetzt auch noch im Troppberggebiet (Nr. 98) neu festgestellt, ferner W Gugging (Nr. 20 und 97), im Marggraben (Nr. 72) und noch südlich Altlenzbach bei (Nr. 22). Ein wichtiger Neufund der *Palaeobullia* ist auch noch W Gablitz (Nr. 286).

Die Häufigkeit der Fährte *Subphyllochora* zeichnet die innere Zone von Kritzendorf (Nr. 21 und 39), NW Gugging (Nr. 42), W Gugging (Nr. 17), Marggraben (Nr. 72), Poppenwald (Nr. 28, 35 und 100) aus. Der Fährtenhorizont setzt sich weiter gegen SW fort (Hohleiche) (Nr. 127), S Troppberg (Nr. 6), Eichgraben (Nr. 37), S Altlenzbach (Nr. 22).

Paleodictyon (Abb. Paul 1898, Tafel III/5 vom Troppberg) ist neu von Kritzendorf (Nr. 21). Wichtig ein Neufund S Altlenzbach (Nr. 22). Im Poppenwald (Nr. 35) kommt *Paleodictyon* zusammen mit *Subphyllochora* vor.

Taonurus liegt vor von Höflein, Kritzendorf (Nr. 21), vom Weidlingbachtal (Nr. 112) und Pfalzberg (Nr. 43). *Spirorhapha* (Abb. Paul 1898, Tafel III/4) kennen wir nun vom Troppberg (Fund H. Mitscha, Abb. 7) und von Kritzendorf (Nr. 21). Reichlich Harz wurde mit Pflanzen- und Kohlenresten im Steinbruch am Pallerstein (Nr. 70) vorgefunden; Kohlenreste aus dem Greifensteiner Sandstein vom Weidlingbachtal (Nr. 112).

Gahlitzer und Laaber Schichten

Die Laaber Schichten sind, wie schon früher dargelegt wurde, eine von Greifensteiner Sandstein deutlich unterscheidbare Eozänfazies, indem an Stelle der gröberen und mürbereren Sandsteine feinkörnige, meist kieselige Sandsteine treten, welche Übergänge zu Quarzitsandsteinen und Quarziten aufweisen; außerdem beteiligen sich an den Laaber Schichten mächtige Zonen von schwach sandigen Mergelschiefern und Tonmergelschiefern.

In den nördlicheren Zonen des Verbreitungsgebietes der Laaber Schichten treten zu den kieseligen Sandsteinen und Quarziten auch Kalksandsteine und Lagen von massigem, mürbem Sandstein, die dem Greifensteiner Sandstein sehr ähnlich sind, und dichte, massige Quarzite (Gahlitzer Schichten).

In den Laaber Schichten können bekanntlich Funde von Nummuliten viel leichter gemacht werden, besonders bei einem gewissen Typus eines schwach körnigen quarzitisches Sandsteins, und so ist die Zahl der Fundpunkte seit den Arbeiten von Jaeger, Friedl, Trauth und Solomonica und seit der gemeinsamen Arbeit von Göttinger und Becker auch in der Folge bedeutend vermehrt worden.

Im Gegensatz zu den Nummuliten in der äußeren Greifensteiner Zone sind die Nummuliten der Gablitzer und Laaber Schichten meist schlecht

¹⁾ Diese Punkte zeigen Greifensteiner Fazies in den „Gablitzer Schichten“ des Eozäns (vgl. im Folgenden).

erhalten, was ihrer Bestimmung abträglich ist. Das besser erhaltene Material wurde seinerzeit von Paul Rozlosznik einer Bestimmung und Überprüfung unterzogen. Es ergab sich trotz der zahlreich gemachten Funde als weitaus vorherrschende Form *Nummulina laevigata* Brug.

Wenn auch die Bestimmungen zahlreicher Nummuliten wegen der schlechten Erhaltung nicht durchgeführt werden konnten, so dienten sie doch zur Ermittlung der Hauptfossilzonen innerhalb der Laaber Schichten, sich hier an die kieseligen Sandsteine anknüpfend und waren für die Ermittlung der eoänen, streichenden Zonen zwischen Wiener Becken und dem Gölsen- und Triestingtal von großer Bedeutung. Wenn auch die meisten Nummulitenfundorte in die Zone südlich der Hauptklippenzone fallen, so sind um so bemerkenswerter die Funde nördlich derselben, wo die Gablitzer Schichten das Hangende der Kahlenberger Schichten bilden und streichende Zonen verursachen.

Aus den Zonen nördlich der Hauptklippenzone, also den Gablitzer Schichten, sind folgende Neufunde von Nummuliten zu nennen: Im nördlichsten Zug: E Hohenau [Rotgrabengebiet (Nr. 126)], Tafelberg, im oberen Weidlingbachtal drei Fundorte (Nr. 58—60), SE Manerbach Ober-Hannbaum vier Vorkommen (Nr. 113—116), mit anderen Foraminiferen Rehgraben SE Gablitz (Nr. 26), Hang W Buchberg bei Gablitz (Nr. 148), S Hochramalpe (Nr. 155), Purkersdorfer Eichberg (Nr. 156), ferner im kiesehigen Sandstein, der ähnlich dem Greifensteiner ist, im Steinbruch Tullnerbach-Lawies (Nr. 54), im Graben NW Dreimarkstein (Nr. 128), am Frauenwartberg (Nr. 91 und 328), bei der Knödelhütte (knapp nahe der hier durchziehenden Klippenzone) und am Kammsporn SE Schüttleitenberg (Nr. 182).

Von anderen Fossilfunden sind in dieser Zone der Gablitzer Schichten bemerkenswert: Reste von *Pecten*, *Cardium*, Seeigelstacheln von Hannbaum (Nr. 115). Ganz vereinzelt kommen in den Gablitzer Schichten auch ästige Chondriten vor, die keine Form aus der Kreide darstellen: Funde E Hameau (Nr. 240) und ENE Hameau (Nr. 241).

Eigentliche Laaber Schichten südlich der Hauptklippenzone

Nummulitenfunde: Im Tiergarten, Johannserkogel W-Seite (Nr. 49 und 66), S-Seite (Nr. 55), N-Seite (Nr. 65, 67 und 82), Brandberg (Nr. 83), SSE Paunzen (Nr. 160), Laaber Steig (Nr. 162, 163, 226, 227, 306, 330), Roppersberg (Nr. 19, 161, 305), Käferleitenberg (mit *Assilina*, *Operculina*, *Orthophragmina*) (Nr. 50, 164, 165); SE Ht. Pfalzau (Gr. Wienberg) (Nr. 75), bei Achsbachklause (Nr. 225), NW-Hang des Steinplattl (Nr. 80), SW Steinplattl (Nr. 186), Dreiberge (Nr. 166—168, 307), ESE Gr. Wienberg (Nr. 169), NE Achsbachberg (Nr. 183); SE Kaltenbründlberg (Nr. 222), Hochrotberd (Nr. 171), Gr. Höniggraben (Nr. 170); S Kreuzeck (Nr. 79), NW Klausen-Leopoldsdorf (Nr. 184), Kl. Krottenbachtal (Nr. 185); Breitenfurt Ht. Steingraben (Nr. 13, 14), Hundskehl S Laab am Wald (Nr. 172, 173), NW Sulz (Nr. 247), Wöglerberg (Nr. 248); NW Roßgipfel NE Klausen-Leopoldsdorf (Nr. 76), N Klausen-Leopoldsdorf (Nr. 223), Gr. Hollersberg (Nr. 187), Ob. Triesting (Nr. 200), Coronatal (Nr. 10); Schöpfl N-Seite NE Rabenhof (Nr. 11), Schöpfl ENE-Kamm (Nr. 221), Schöpflkamm (Nr. 56 und 90) — Wittenbachberg (Nr. 78, 81, 89) — Stitzenreith (Nr. 84) — NW

Klammhöhe (Nr. 69); bei Schöpflgüter (Nr. 57), Bramerhöhe (Nr. 312), N Bramerhöhe (Nr. 323), Miesenberg NW St. Corona (Nr. 87 und 88), Gerichtsberg (Nr. 233), Vollberg (Bl. St. Pölten) (Nr. 119), Saugraben bei Hainfeld (Bl. St. Pölten) (Nr. 120, 121), südlichste Kulisse NE Saagberg (Nr. 224).

Von anderen Fossilien in den Laaber Schichten, welche seltener auftreten, sind zu nennen: Funde von Bivalven: *Cardium* E Breitenfurt (Nr. 7), *Cardium* oder *Pecten* beim Wurzenhof (Nr. 18), *Pecten* im Steinbruch Käferleitenberg (Nr. 50) und in zwei südlicheren Zonen: NW Steinplattl (Nr. 80) und S Kreuzeck (Nr. 79). Von Gastropoden: *Natica*? bei Breitenfurt (Nr. 7) und am Hundskehl S Laab am Wald (Nr. 172 und 173). Neu sind auch Funde von *Serpula* im Laaber Sandstein bei Schöpflgüter (Nr. 57); neu Pflanzenreste im Steinbruch S Roppersberg (Nr. 101).

Die Laaber Schichten enthalten vereinzelt auch Chondriten in den Mergelschiefern, während die Tonschiefer und Tonmergelschiefer frei von irgendwelchen Lebensspuren sind. Es seien genannt die Funde von Hochrotherd (Nr. 252), Klausen-Leopoldsdorf (Nr. 253), WKlausen-Leopoldsdorf (Nr. 266) (hier vielleicht Oberkreide?).

Gewisse Lagen der Laaber Schichten, welche dünuplattige Kalksandsteine enthalten und dadurch Oberkreide-ähnlich sind, führen auch Hieroglyphen: Klausen-Leopoldsdorf, Knotenhieroglyphen (Nr. 253), Schwechattal, Schöpflgüter, Würzchenhieroglyphen (Nr. 265).

Neu sind fingerdicke Wurmgänge aus dem oberen Triestingtal, im dickbankigen Sandstein (Nr. 262).

B. Verzeichnis der neuen Fossilfundpunkte im Wienerwaldflysch ¹⁾

Aufsammlungen Gustav Götzinger (1925—1950) und Helmut Becker (1927—1933)

Nummern auf Blatt Baden-Neulengbach und Tulln auf Tafel XXIII

Nummern mit * (Sternchen) auf Bl. St. Pölten (Tafel XXIV)

1 Steinbruch Hollitzer E H. St. Greifenstein

Lamna-Zähne, Hieroglyphen, mäandrische Ausgüsse von Gastropodenfährten, Abb. Tafel VII d (Jb. 1932) „*Helminthopsis*“, Warzenhieroglyphen, *Serpula*, inoceramähnliche Fragmente, dickschalige *Ostrea*, *Cardium*, *Pecten*, Bivalven, Nummuliten: *Nummulina atacica* Leym., *Nummulina globula* Leym., *Nummulina rotularia* Desh., *Nummulina fischeuri* Prever, *Operculina*, *Assilina*, *Orthophragmina*, Harz, Kohle, Grf. S. (äußere Zone).

2 Weg Greifenstein—Totenkopf

Bivalven, *Cardium*, inoceramähnliche Fragmente, Grf. S. (äußere Zone).

¹⁾ (Stand Ende 1950) Abkürzungen: U. K. = Unterkreide
O. K. = Oberkreide
Alg. Sch. = Altenglischer Schichten
Kbg. = Kahlenberger Schichten
Grf. S. = Greifensteiner Sandstein, Eozän
Lb. Sch. = Laaber Schichten } Eozän
Gb. Sch. = Gablitzer Schichten }

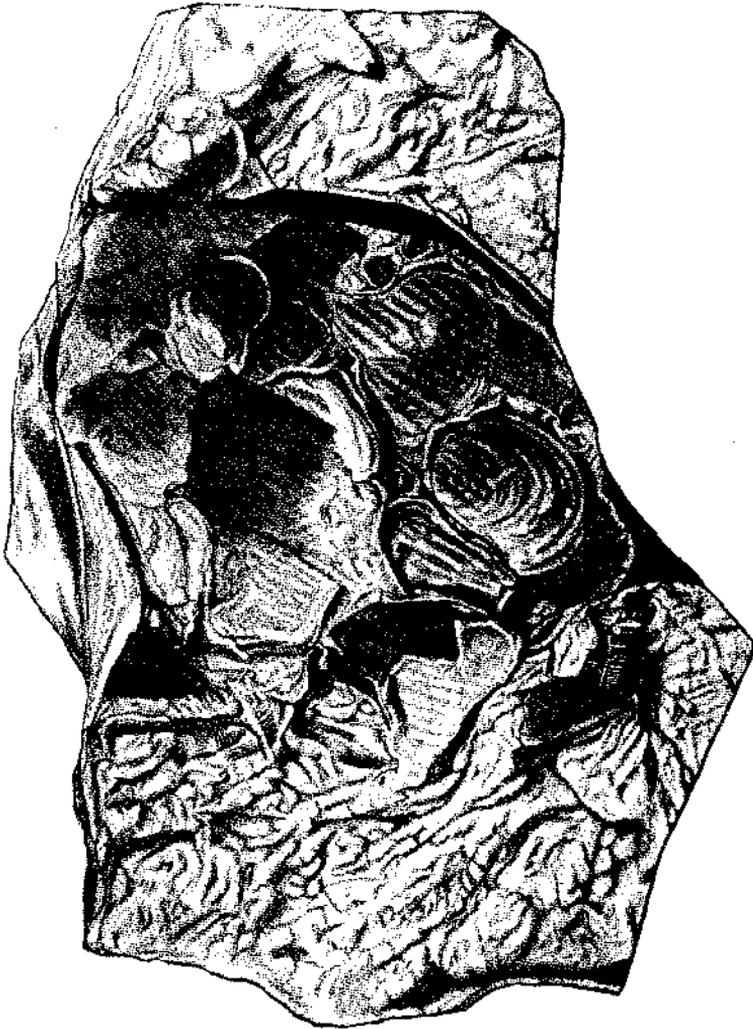


Abb. 1. Austern auf *Inoceramus*-Schale, Kahlenberger Schichten, Steinbruch Norbertinum, Tullnerbach

3 Steinbruch oberhalb Villa Pflaum, SW Altenberg

Serpula, inoceramenähnliche Fragmente, dickschalige *Ostrea*, *Cardium*, *Pecten*, Bryozoen, Seeigelfragmente, Nummuliten: *Nummulina atacica* Leym., *Nummulina rotularia* Desh., *Nummulina fischeuri* Prever, *Nummulina planulata* Lmk., var. *sparsiseptata*, *Nummulina irregularis* Desh. var., Orbitoiden: *Operculina complanata* Defr., *Actinocyclus radians* Arch., *Asterodiscus stellatus* Arch., *Discocyclusa dispansa* Sow., *Discocyclusa archiaci* Schlumb., *Discocyclusa pratti* Arch., *Discocyclusa umbo* Schafh.,

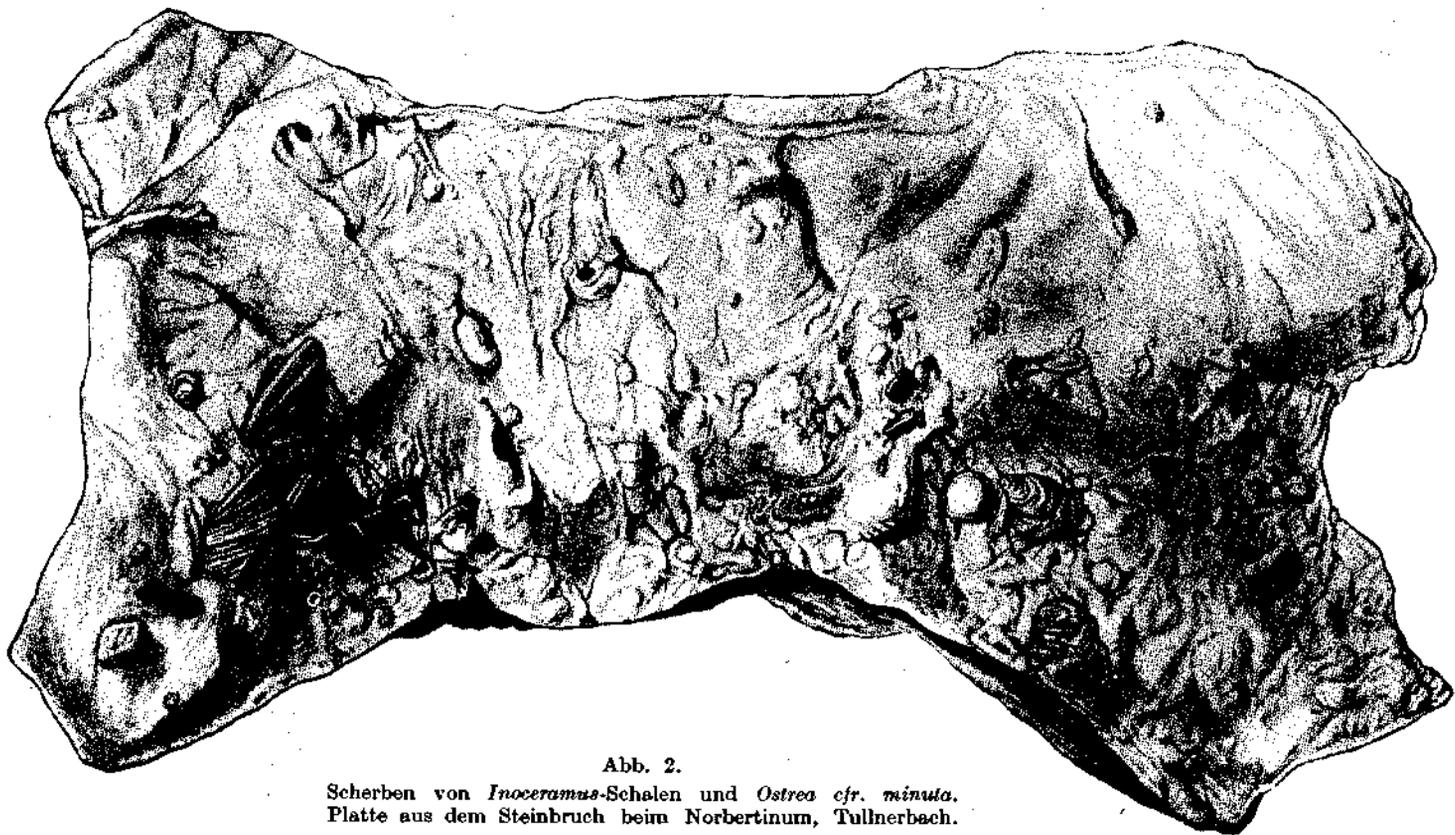


Abb. 2.

Scherben von *Inoceramus*-Schalen und *Ostrea* *cf.* *minuta*.
Platte aus dem Steinbruch beim Norbertinum, Tullnerbach.

- Foraminiferen, *Assilina*, *Operculina*, *Orthophragmina*, Grf. S. (äußere Zone).
- 4 Steinbruch SE Norbertinum, Tullnerbach
Inoceramen, Inoceramenbruchstücke und in Kopolithen, *Ostrea* cfr. *minuta*, Ostreen + Inoceramen (Abb. 1 und 2), Wurmrohren, *Chondrites*, *Taenidium*, Wurmrohren gerieft (wie 15), Grabgänge mit „U-Streifung“, parallele Wurmrohren, Problematicum: „Nußbaumer Problematicum“ (*Taonurus*-ähnliche Skulptur mit Wurmrohren), Kohlenstücke, Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
 - 5 Graben NW 369 (W Unterkirchbach) Karholz
Cardium, Grf. S. (innere Zone).
 - 6 Steinbruch E Ameisberg (S Troppberg)
Kleinerer, südlicher; inoceramenähnliche Fragmente, *Pecten*, *Subphyllochorda*, Hieroglyphen (gleiche Hieroglyphen auch bei Nr. 1, 9, 28, 70, 112, typisch für Grf. S.), Grf. S. (innere Zone).
 - 7 E Breitenfurt, S Sperrberg, N 784
Gastropodenreste (*Natica* ?), *Cardium*, Nummuliten, Lb. Sch.
 - 8 Steinbruch E Ruine Greifenstein (westlich von Nr. 1)
Ostrea dickschalig, Foraminiferen, inoceramenähnliche Fragmente, Grf. S. (äußere Zone).
 - 9 Steinbruch, alter oberer Hollitzerbruch, westlich von Nr. 1, E von Nr. 8
Ostrea dickschalig, inoceramenähnliche Fragmente, Mäanderfährte von Gastropoden (wie Nr. 28), *Subphyllochorda*, Hieroglyphen, Grf. S. (äußere Zone).
 - 10 Coronatal zwischen Feitsch und Hois
Nummuliten, Lb. Sch.
 - 11 Graben E Wöllersdorf NE Rabenhof
Nummuliten, Lb. Sch.
 - 12 Hinterer Steingraben, E Breitenfurt, SE 464
Gastropoden, Nummuliten, Lb. Sch.
 - 13 Hinterer Steingraben, E Breitenfurt, südlich von Nr. 12
Nummuliten, Lb. Sch.
 - 14 Hinterer Steingraben, Tal südwestlich
Nummuliten, Lb. Sch.
 - 15 Laabener Tal bei Angermühle, Plaicke
Chondrites, Wurmrohrchen gerieft (vgl. Jahrbuch 1932, Tafel IX c), O. K.
 - 16 Neue Straße N Bahnhof Weidlingau-Hadersdorf
Chondrites (Gesteine von U. K. Typus), U. K.
 - 17 Steinbruch neben W. H. E Lourdesgrotte W Gugging
inoceramenähnliche Fragmente, *Subphyllochorda*, Grf. S. (innere Zone).
 - 18 Rösche S Wurzenhof
Cardium oder *Pecten*, Nummuliten, *Nummulina laevigata* (A-Form), Lb. Sch.
 - 19 Steinbruch NW Roppersberg
Nummuliten, Lb. Sch.

- 20 Steinbruch im Poppenwalde (W Gugging), linkes Talgehänge, N von 35 inoceramähnliche Fragmente, *Palaeobullia*, Grf. S. (innere Zone).
- 21 Alter Steinbruch am ENE Abhang des Langstögers, NNW E. St. Kritzendorf
inoceramenähnliche Fragmente, *Palaeobullia*, *Subphyllochorda*, Hieroglyphen, Wurmröhren, Foraminiferen, Nummuliten (*Nummulina atacica* Leym.), *Paleodictyon*, *Spirorhapha*, *Taonurus*, Pflanzenreste, mäandrische Gastropodenfährte, Gastropodenfährte wie Nr. 9 und Nr. 28, verästelte Hohlröhrchen, Grf. S. (innere Zone).
- 22 Steinbruch S Maß, ENE Innermanzing
Palaeobullia, *Subphyllochorda*, inoceramähnliche Fragmente, Wurmröhren, Hieroglyphen, Chondriten im Grf. S.!, *Paleodictyon*, Grf. S. (innere Zone).
- 23 Steinbruch S Liechtenstein, S Altlenzbach
Pflanzenreste, *Taonurus*, Wurmröhren gerieft (Jahrbuch 1932, Tafel IX c) wie bei Nr. 15, Harz, Kohlenhäcksel, O. K. (Alg. Sch.).
- 24 „Klosterbruch“, Doppelsteinbruch östlich Höflein
inoceramenähnliche Fragmente, dickschalige *Ostrea*, Bivalvenreste, Foraminiferen, Nummuliten: *Nummulina atacica* Leym., *Nummulina globula*, *Nummulina rotularia* Desh., *Nummulina fcheuri* Prover, *Assilina*, *Paleodictyon*, *Taonurus*, Grf. S. (äußere Zone)¹⁾.
- 25 Steinbruch W Gideon Laudon Grab, Mauerbachtal
Inoceramus + Hieroglyphen, Helminthoideen, O. K.
- 26 Rehgraben oberster Teil, N Purkersdorfer Eichberg
Nummuliten, Gb. Sch.
- 27 Graben NE Rehgrabenberg (Baugrube 1932)
Fragmente von Inoceramen und in Koprolithen, *Paleodictyon*, Hieroglyphen, Chondriten, Problematicum: „Tonlamellenschnüre“ wie Nr. 92, O. K. (Kbg. Sch.).
- 28 „Roter Bruch“ Höflein zwischen den Häusern Nr. 16 und 18
Ostrea dickschalig, inoceramähnliche Fragmente, *Subphyllochorda*, *Taonurus*, Hieroglyphen, Riesenmäander von Gastropoden mit regelmäßigen Windungen wie bei Helminthoideen (Jahrbuch 1932, Tafel VII a, b), Nummuliten, Grf. S. (äußere Zone).
- 29 Verwachsener, alter Steinbruch östlich Langstöger (358 m), beim Altenhof, NW E. St. Kritzendorf
mäandrische Gastropodenfährte, Grf. S. (innere Zone).
- * 30 Steinbruch Gwörth, Stössingtal
Hieroglyphen, Skulpturen tubicoler Anneliden, O. K. (Alg. Sch.).
- 31 Steinbruch ENE Hirschengarten, oberster Steinbruch nahe dem Kamm *Cardium* oder *Pecten*, Nummuliten, Grf. S. (innere Zone).
- 32 Steinbruch ENE Hirschengarten, unterhalb Nr. 31 (SW davon)
inoceramenähnliche Fragmente, Grf. S. (innere Zone).

¹⁾ Greifensteiner Sandstein beiderseits der Querstörung (mit N—S-streichend eingeschuppter Kroidescholle).

- 33 Steinbruch am Gernberg, SW Ob. Kniewald (SSW Jochgrabenberg 646)
schlecht erhaltene Foraminiferen, überwiegend Nummuliten, zum geringeren Teil Operculinen, Grf. S. (kieseliger Sandstein mit Übergang in Gb. Sch.) (Fazies Gernberg-Sandstein).
- 34 Steinbruch am Schlieberg, E Spillern
inoceramenähnliche Fragmente, Bivalvenreste, Grf. S.
- 35 Steinbruch im Poppenwalde, W Gugging, südlichster (wahrscheinlich der alte „Friedrich-Steinbruch“ von St. Andrä)
Palaeobullia (Tafel XXVIII), *Subphyllochorda*, *Paleodictyon* (Tafel XXIX a), Eozän! Gastropodenschleifspur [wie im Roten Bruch von Höflein (Nr. 28)], Hieroglyphen, Grf. S. (innere Zone).
- 36 Steinbruch S J. H. Achsbachklause
Nummuliten, Lb. Sch.
- 37 Steinbruch „zur Schießstätte“, SE Eichgraben
Subphyllochorda, fiederförmig angeordnete Hieroglyphen (Tafel XXIX b), Wurmröhren, Grf. S. (innere Zone).
- 38 Steinbruch E Hirschengarten, unterster Steinbruch
inoceramenähnliche Fragmente, Foraminiferen, Grf. S. (innere Zone).
- 39 Steinbruch S Langstöger, W Kritzendorf
Palaeobullia, *Subphyllochorda*, Grf. S. (innere Zone).
- 40 Steinbruch NE Eichenhainhütte, W Hohenau
Lamna-Zahn, Bryozoen, *Bilobites*-Röhren, Grf. S. (innere Zone).
- 41 Kleiner Steinbruch unterhalb (W) des Krapfenwaldls, an der Cobenzstraße
großer *Inoceramus*, Ausgußform einer gewellt verlaufenden Gastropodenfährte, O. K. (Sieveringer Sandstein)
- 42 Steinbruch NW Gugging, an der Straße nach St. Andrä
Palaeobullia, *Subphyllochorda*, Hieroglyphen, Röhren tubicoler Anneliden, Grf. S. (innere Zone).
- 43 Steinbruch am Gr. Pfalzberg bei Preßbaum
Lamna-Zähne, Foraminiferen, Nummuliten, *Taonurus*, Grf. S. (innerste Zone).
- 44 Jochgrabenberg bei der Wienerwaldwarte
Cardium, Foraminiferen, Grf. S. (innerste Zone).
- 45 SE St. Andrä am Wege zum Römerbrunnen
Neufunde von Orbitoiden (Ergänzung zu Jaegers Funden), *Pecten*, O. K. (Wörderner Sandstein).
- 46 Am markierten Weg Höflein a. d. Donau nach Hadersfeld, Hohlweg
Orhitoiden (Neufunde), O. K.
- * 47 Durlaß, nördlich von Unter Rohrhach, S Stockerbauer
inoceramenähnliche Fragmente im Sandstein (nahe Granitscherling).
- * 48 Steinbruch N Kropfsdorf, E St. Veit a. d. Gölsen
Helminthoideen, chondritenartige Wurmröhren, Chondriten, Hieroglyphen, O. K. (Sieveringer Sandstein).

- 49 Johannserkogel im Tiergarten, W-Seite
Nummuliten, Lb. Sch.
- 50 Steinbruch Käferleitenberg, SE Engelkreuz
Nummuliten (zahlreich)¹⁾, *Nummulina laevigata* Brug. (A.),
Nummulina rotularia (A.), *Assilina*, *Operculina*, *Orthophragmina*,
Pecten, Lb. Sch.
- 51=204 Steinbruch bei Nest an der Straße S Christofen
Röhren tubicoler Anneliden, Pflanzenreste O. K. (Alg. Sch.).
- 52 W Götzwiesen, S Kohlreitberg, verwachsener Steinbruch
Foraminiferen, O. K. (Alg. Sch.).
- 53 Verwachsener Steinbruch an der Straße Höflein—Kritzendorf, NNE
Langstögerberg, E Hartelgraben
Orbitoiden, O. K. (Wörderner Sandstein).
- 54 Verwachsener Steinbruch Höhe Lawies (Tullnerbach)
Ostrea-Fragmente, Foraminiferen, *Operculina*, *Orthophragmina* spec.,
Nummuliten, kieseliger Grf. S. mit Übergang zu Lh. Sch. (analog,
Gb. Sch.).
- 55 Johannserkogel, Tiergarten S-Seite
Nummuliten, Lb. Sch.
- 56 Schöpffkamm SW Schöpfl (890)
Nummuliten, Lb. Sch.
- 57 Schwéchattal bei Schöpffgüter, N Kote 400
Serpula, Gastropoden, Nummuliten, Lb. Sch.
- 58 Tafelberg, Weidlingbachtal, NNW 464
Nummuliten, Gb. Sch.
- 59 Tafelberg, Weidlingbachtal, WNW 464
Nummuliten, Gb. Sch.
- 60 Tafelberg, Weidlingbachtal, E von Nr. 58, N 464
Nummuliten, Gb. Sch.
- 61 E Rohrhaus im Lainzer Tiergarten (alter Schützengraben)
Chondrites, O. K. (Kbg. Sch.)
- 62 NW Hackenberg im Lainzer Tiergarten, Graben NW Hackenberg
Bivalvenabdrücke, O. K. (Kbg. Sch.).
- 63 Graben oberhalb Stockwiese, Lainzer Tiergarten, Königsklosterwald
Inoceramen, O. K. (Kbg. Sch.)
- 64 Hornauskogel Lainzer Tiergarten
Wurmrohren (U-förmige Röhrenbauten), O. K. (Kbg. Sch.)
- 65 N Johannserkogel Lainzer Tiergarten
Nummuliten, Lb. Sch.
- 66 N Johannserkogel Lainzer Tiergarten W von Nr. 65
Nummuliten, Lb. Sch.
- 67 N Johannserkogel, Lainzer Tiergarten, N von Nr. 66
Nummuliten, Lb. Sch.

¹⁾ Dankenswerte Bestimmungen von Paul Rozlozsnik, Budapest (1934).

- * 68 S Ecker (N Hochstraß Kloster) WSW Stössing
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 69 NW Klammhöhe (S Hendlberg)
Nummuliten, Lb. Sch.
- 70 Steinbruch N Pallerstein (W Gablitz)
Hieroglyphen, Harz (Neufunde), Pflanzenreste, Rinden- und
Holzfaserreste, Grf. S. (innere Zone).
- 71 Nahe Steinbruch W Gehöft Maierhofen, Windbichler Höhe, NW Brand
Pecten, O. K.
- 72 Steinbruch im oberen Margraben, NE Sonnberg, sog. Schleifsteinbruch
Palaeobullia (Tafel XXX), *Subphyllochora*, mäandrische Gas-
tropodenfährte (wie Nr. 28), Grf. S. (innere Zone).
- 73 Steinbruch bei 474, Klamm, ENE Hendlberg
Chondriten, Wurmröhren gerieft (vgl. Jb. 1932 Tafel IX c, wie
Nr. 15 und 23), Hieroglyphen, O. K.
- 74 verfallener Steinbruch SW Ht. Sattelberg, SE W. H. Pirkner, an der
Engelkreuzstraße
Cardium, *Turritella*, Pflanzenreste (Holz), O. K. (Sieveringer
Sandstein).
- 75 Kamm des Gr. Wien-Berges bei 518, SE Ht. Pfalzau
Nummuliten, Lb. Sch.
- 76 NW Roßgipfel 633, E Weidenbachklause, NE Klausen-Leopoldsdorf
Nummuliten, Lb. Sch.
- 77 Steinbruch ESE Herrenhof, Eichgraben
Röhren tubicoler Anneliden (wie Nr. 54), Problematicum: Kette
von Ovalgrübchen unbekannter Herkunft (ähnlich Nr. 92), Grf. S.
(innere Zone).
- 78 Wittenbachberg (SW Schöpfl) E 761
Nummuliten, Lb. Sch.
- 79 S Kreuzeck 592, E-Seite des Achsbachtales
Pecten, Nummuliten, Lb. Sch.
- 80 NW-Hang des Steinplattls 644, E W. H. Aebbachklause
Pecten, Nummuliten, Lb. Sch.
- 81 Wittenbachberg (SW Schöpfl), SW 827
Nummuliten, Lb. Sch.
- 82 Johannserkogel, N-Seite, im Lainzer Tiergarten
Nummuliten, Lb. Sch.
- 83 Brandberg, N Hirschengstamm, Lainzer Tiergarten
Nummuliten, Lb. Sch.
- 84 NE Klammhöhe, SW Stützenreith
Nummuliten, Lb. Sch.
- *85 Graben oberhalb Nutzhof am N-Hang des Durlaßzuges
zahlreiche Aptychen; nach F. Trauths Bestimmungen:
Lamellaptychus beyrichi Opp., *rectecostatus* Trth., *submortilleti*
Trth., Tithon—Neokom—Klippenzone.

- 86 Steinbruch bei 583 Schwabendörf
Foraminiferen (?), *Pecten*, Grf. S. (innerste Zone).
- 87 Miesenberg, NW von St. Corona, NW 777
Nummuliten, Lb. Sch.
- 88 Miesenberg, NW St. Corona, NNW 794
Nummuliten, Lb. Sch.
- 89 Wittenbachberg (SW Schöpfl), E 827
Nummuliten, Lb. Sch.
- 90 Kamm SW Schöpfl, nahe Nr. 56, bei 585
Nummuliten, Lb. Sch.
- 91 W-Hang des Frauenwart 452, oberhalb des Wientalsees
Nummuliten, Gb. Sch.
- 92 Großer Steinbruch E der E. St. Unterpurkersdorf
Ammonit: *Gaudrycerus* cf. *mite* Hauer, *Ostrea*, *Inoceramus*,
Inoceramenfragmente und in Koprolithen, Koprolithenschnüre +
Hieroglyphen, Gastropodenfährten, Chondriten, Helminthoideen,
Hieroglyphen, Problematicum: „Tonlamellenschnüre“ wie Nr. 27,
O. K. (Übergang in die Sieveringer Sch.).
- 93 Kleiner Steinbruch, N Augustinerwald (ENE Rehgrabenberg)
Inoceramen, Pflanzenreste, Kohlenstücke, Chondriten, Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 94 Steinbruch Dammbachtal bei Untertullnerbach
Palaedictyon (O. K.), Chondriten, Helminthoideen (Abb. 3),
Taenidium, Hieroglyphen, Inoceramen, Inoceramenfragmente
und in Koprolithen (Abb. 4), Wurmröhren (wie bei Nr. 4), Wurmröhren
(*Daimonhelix*-ähnlich), Ausgüsse von Gastropodenfährten,
neue dreigliedrige Gastropodenfährte mit Streifung in Mittelband
[Tafel XXVII], O. K. (Kbg. Sch.).
- 95 Steinbruch am Kamm NE Troppberggipfel bei Kote 452
Fischwirbel, *Serpula*, inoceramenähnliche Fragmente, Nummuliten,
Hieroglyphen, Grf. S. (innere Zone).
- 96 Steinbruch E Troppberggipfel, Graben W Hauersteig
inoceramenähnliche Fragmente, *Cardium*, *Pecten*, *Turritella*,
Nummuliten, Grf. S. (innere Zone).
- 97 Steinbruch Poppenwald, Reißgraben, rechtes Talgehänge, unterster
großer Steinbruch
Palaebullia (Musealstück), Grf. S. (innere Zone).
- 98 Steinbruch S Troppberg W. H. (oberhalb östlich von Nr. 6)
Palaebullia (Typus Fig. 4/4, S. 381, Jb. 1932), Grf. S. (innere Zone).
- 99 Steinbruch Dahaberg, W Rohrerhütte bei Neuwaldegg
Inoceramen, Inoceramenfragmente und in Koprolithen (Abb. 5),
mäandrische Gastropodenfährte (neu) (Abb. 6), Chondriten,
Taenidium, Helminthoideen, *Taonurus*, *Ostrea* (dünnchalig), Wurmröhren
(*Daimonhelix*-ähnlich), Ausgüsse von Mäanderfährten von
Gastropoden (wie bei Nr. 107), O. K. (Kbg. Sch.).

- 100 Steinbruch Poppenwald, Reißgraben, rechtes Talgehänge, oberster kleiner Steinbruch
Subphyllochorda, *Palaeobullia*, Hieroglyphen, Ausgüsse von Gastropodenfährten (mäandrisch), Grf. S. (innere Zone).
- 101 Steinbruch S Roppersberg, an der Straße Laab a. W.—Wolfsgraben Pflanzenreste (!), Lb. Sch.
- 102 Steinbruch gegenüber W. H. Kronstein, NW Rekawinkel
 Ostreen dickschalige, inoceramenähnliche Fragmente, Nummuliten: *Nummulina atacica* Leym., *Nummulina planulata* Lamk. var: *sparisepata*, *Nummulina fischeuri* Prever, *Assilina*, *Cardium*, *Pecten*, Grf. S. (äußere Zone).

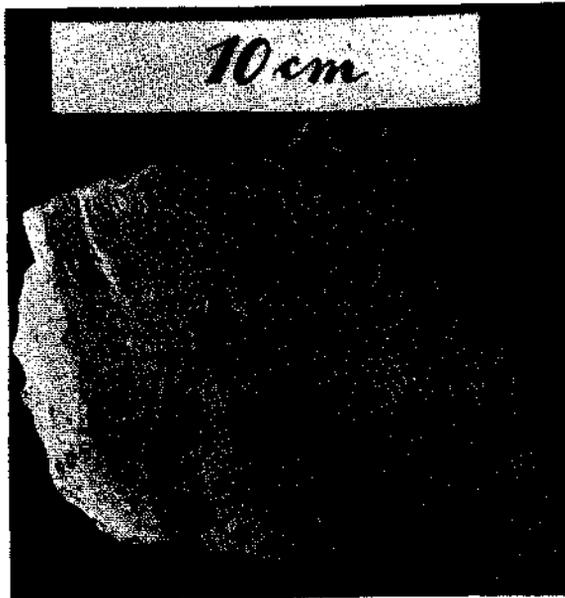


Abb. 3. Breit- und engspurige Helminthoideen, einander überkreuzend, Dammbachtal bei Unter-Tullnerbach

- 103 Steinbruch W Sattel Riederberg, hinter W. H.
 Bivalvenreste, O. K. (Alg. Sch.).
- 104 Kahlenbergkuppe, Parkplatz der Höhenstraße (Gelegenhitsaufschluß) (Baugrube 1935)
 Chondriten, Helminthoideen, Hieroglyphen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 105 Steinbruch Hebelsbachgraben, linker Talhang
 Seeigelfragmente, Nummuliten, Grf. S. (innere Zone).
- 106 Alter Steinbruch am Pallerstein bei 431, verwachsen
Pecten, Nummuliten, *Spirorhapha* (Abb. 7), *Paleodictyon* (Abb. 7 und 8) (Fund Dr. Mitscha), Grf. S. (innere Zone).
- 107 Großer Steinbruch am Exelberg (N der untersten Straßenserpentine)
 Fragmente von Inoceramen und in Koprolithen, Chondriten, Wurmröhren, Mäanderfährten (wie Nr. 99), O. K., (Kbg. Sch.).

- 108 Steinbruch östlich des Gipfels des Exelberges
Inoceramen, Inoceramenfragmente und in Koprolithen, Chondriten,
Hieroglyphen, Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 109 Steinbruch N Hütteldorf im Rosenbachtal, rechte Talseite
(historischer Fundpunkt von *Psychodus*) Chondriten, Harz, O. K.
- 110 Steinbruch Deutschwaldtal, N Paunzen
Inoceramen, Koblenstücke, O. K. (Sieveringer Sandstein).
- 111 Steinbruch am Mühlberg, SW Weidlingau
Pflanzenreste, Chondriten, Helminthoideen, Inoceramen, O. K.



Abb. 4. Inoceramenfragmente in Koprolithen, Kahlenberger Schichten, Steinbruch Dammbachtal bei Unter-Tullnerbach

- 112 Steinbruch unteres Weidlingbachtal (NW E. St. Tullnerbach-Preßbaum)
Pecten, *Taonurus* (Tafel XXXI a), Pflanzenreste, verkohlte Baumreste, Röhren von Anneliden zusammengedrückt (Ähnlichkeit mit *Bathysiphon*?) (vgl. Fig. 5, S. 389, Jb. 1932), Grf. S. (innere Zone).
- 113 W von Vorder Hainbach, Graben N Buchberg, Obere Hannbaum, S 370 Foraminiferen, Nummuliten, Lb. Sch.
- 114 W von 113 im N gerichteten Graben, Obere Hannbaum
Foraminiferen, Nummuliten, Lb. Sch.
- 115 NW von 114 im E gerichteten Graben, Obere Hannbaum, NE-Sattel 355
Pecten, *Cardium*, Seeigelstacheln, Foraminiferen, Nummuliten, Lb. Sch.
- 116 N unterhalb von Nr. 113, Graben N Buchberg, Obere Hannbaum
Nummuliten, Lb. Sch.



Abb. 5. Koproolithen mit Inoceramenfragmenten auf Hieroglyphenplatte, Steinbruch Dahaberg bei Neuwaldegg

- 117 N von Nr. 116, im N gerichteten Graben N Buchberg
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- *118 NW Unter Rohrbach, Gölsental, W Herbst, N Walzer
Cephalopoden (nicht näher bestimmbar) (die ersten Cephalopoden
in der Hauptklippenzone), Tithon—Neokom—Klippenzone.
- *119 Vollberg, N Hainfeld, S-Hang, östlich Gehöft Kämpfer
Nummuliten, Lb. Sch.

- *120 Saugraben (Höhe), ENE Hainfeld, bei Gehöft Schreinhofer
Nummuliten, Lh. Sch.
- *121 Saugraben (Höhe), ENE Hainfeld, bei Gehöft Leixenberger (E von
Nr. 120)
Nummuliten, *Nummulina laevigata* (A.) und *Nummulina rotularia*
(A.), Lb. Sch.
- 122 Steinbruch Dachsbauberg, W der Hengstlstraßenserpentine, SE
Erlbart 570
Aptychus sp., Tithon—Neokom—Klippenzone

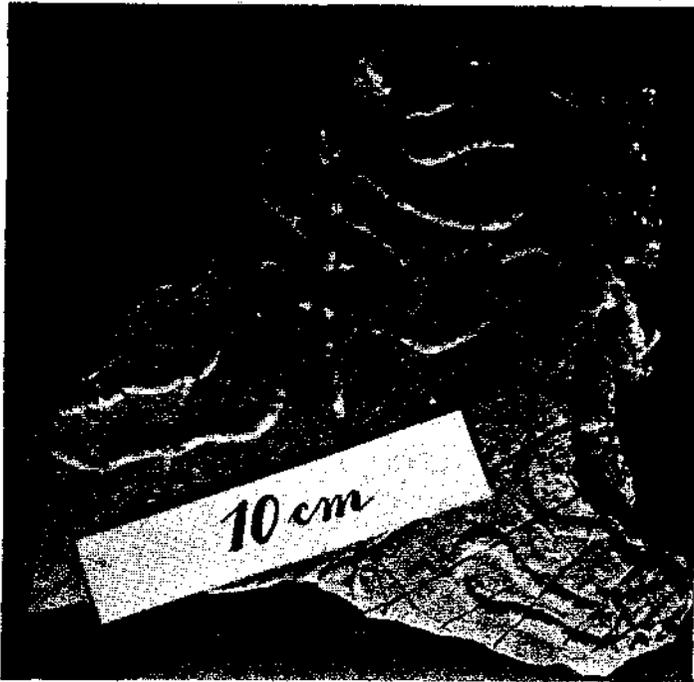


Abb. 6. Ausgußformen von Mäanderfährten, Dahaberg bei Neuwaldegg

- 123 Steinbruch Gern, W Glashütte, S 483
Belemnites sp., Aptychen, Tithon—Neokom—Klippenzone.
- *124 Steinbruch SE Waasen, SSE Kirchstetten
Inoceramen, Helminthoideen, O. K., (Alg. Sch.).
- 125 Hagenbachklamm, SSW Römerbrunnen
Chondriten, O. K.
- 126 ESE Hohenau, Rotgrabengebiet
Nummuliten, Gb. Sch.
- 127 Graben E Hohleiche (431), E Riederberg 417, SE Rauchbuchberg (440)
Subphyllochorda, Grf. S. (innere Zone).

- 128 Graben NW Dreimarkstein, „Hirschenstube“
Nummuliten, Gb. Sch.
- 129 Kammsporn WSW Hermannskogel (542 m) (NE Sauberg 432)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 130 Kuppe Kogelberg SE Oberkirchbach
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 131 Brunnengrabung Oberes Weidlingbachtal, WNW Ob. Weidlingbach,
Fuchsgrabenberg, S-Hang
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 132 Kamm der Langen Gasse, ENE Haschberg
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 133 S Freiberg 390, an der Hadersfelder Straße
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 134 Graben N Vogelsangberg 504, S Weidling, linker Zweig des Sieders-
grabens
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 135 NW Kahlenberggipfel
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 136 Grahen E Sattel Kreuzeiche, SE Vogelsangberg
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 137 S Kirche Kierling, NW Flur Steinbrunn
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- *138 NE Furth, Eichberg W-Sporn
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- *139 N Am Hof, Kamm S Kreisbach, SE Wilhelmsburg
Chondriten, O. K.
- *140 Am Reitb, S Köpelberg, E Wilhelmsburg
Chondriten, O. K.
- *141 SE Steinwandleiten 730, Sporn N Woeneder
Chondriten, O. K.
- *142 NE-Hang des Amerlingkogels 624
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- *143 S-Hang des Amerlingkogels 624, N Windhag
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- *144 W Scherrerbauer, SE Kamm des Hochstraßberges
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- *145 Hang N Ob. Prünstbauer, NE Schloß Pergau
Chondriten, O. K.
- *146 Steinbruch Maierhof Stollberg
Aptychen, Belemniten, Tithon-Neokom-Klippenzone.
- 147 Steinbruch Haltertal, NE Kolbeterberg
Pflanzenreste, Chondriten, O. K. (Sieveringer Sandstein).
- 148 Hang W Buchberg, Gablitzbachtal
Nummuliten, Gb. Sch.

- 149 W Vorder Hainbach, NE Buchberg
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 150 SW Vorder Hainbach, NE Buchberg
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 151 Bihaberg Preßbaum, Kammhöhe
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 152 E des Dammes des Wientalsees, unterster NW-Hang des Frauenwart-
berges
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).

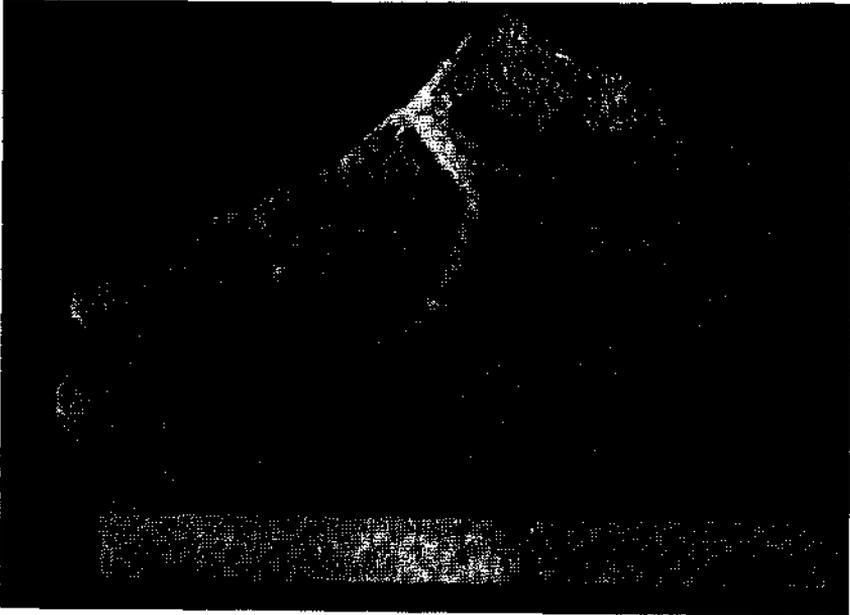


Abb. 7. *Spirorhapha* und *Paleodictyon* Fuchs (*Pleurodictium* Goldf.) Troppberg,
Greifensteiner Sandstein (Fund H. Mitscha)

- 153 Wolfsgraben an der neuen Straße ins Heimbautal, NE W. H.
Inoceramen (Abb. Jahrb. 1932, Fig. 1, S. 347), Chondriten, U. K. (!)
- 154 Graben W Satzberg (431)
Chondriten, Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.)
- 155 Kamm SE Ram (S Hochramalpe)
Nummuliten, Gb. Sch.
- 156 WSW Purkersdorfer Eichberg, Hang gegen Gablitzbach
Nummuliten, Gb. Sch.
- 157 Graben SE H. St. Purkersdorf-Gablitz (Kellerwiese)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 158 Steinbruch N Wurzbachtal, NW H. St. Weidlingau-Wurzbachtal,
W-Ende der Laudongasse, Weidlingau
Chondriten, O. K. (mergelige Sieveringer Sch.).

- 159 Dammbachtal, rechtes Talgehänge, S Steinbruch Nr. 94, W Speich-
berg 489
Chondriten, Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 160 SSE Paunzen, NW 520
Nummuliten, Lb. Sch.
- 161 Roppersberg, S Wallberger Hütte
Nummuliten, Lb. Sch.
- 162 SSE Laaber Steig 527
Nummuliten, Lb. Sch.
- 163 SSE Laaber Steig 527, nahe Kamm
Nummuliten, Lb. Sch.
- 164 W Käferleitenberg 496
Nummuliten, Lb. Sch.
- 165 SSE Käferleitenberg 496
Nummuliten, Lb. Sch.
- 166 NW Drei Berge 553, Kamm
Nummuliten, Lb. Sch.
- 167 E Drei Berge 553, nahe Kuppe
Nummuliten, Lb. Sch.
- 168 SW von 571, SW Drei Berge
Nummuliten, Lb. Sch.
- 169 ESE Gr. Wienberg (NW Nr. 108)
Nummuliten, Lb. Sch.
- 170 E „Suppenmannerl“, Ortschaft Gr. Höniggraben
Nummuliten, Lb. Sch.
- 171 W Siegel 485, S 553, W Hochrotherd
Nummuliten, Lb. Sch.
- 172 Hundskehl 454, Kuppe W 454
Gastropoden, Nummuliten, Lb. Sch.
- 173 Hundskehl 454 SW von 454
Gastropoden, Nummuliten, Lb. Sch.
- 174 W Hummelhof, W Eichgraben
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 175 Graben SSE Schwabendörfel
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 176 Graben N Unter Kniewald
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.—Sieveringer Sch.).
- 177 Sattel N 515 Hengstlstraßenhöhe, Erlbartwiese
Aptychen, Tithon—Neokom—Klippenzone.
- 178 Oberhalb (N) der Gaisruckklause
Chondriten, Helminthoideen, O. K. (Sieveringer Sch.).
- 179 SE Gaisruckklause
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 180 am Gaisruckhach unterhalb der Klause
Chondriten, O. K.

- 181 am Gaisruckbach unterhalb der Klause
Chondriten, O. K.
- 182 Kammsporn SE Schüttleitenberg 585 gegen das Lengbachtal
Nummuliten, Lb. Sch.
- 183 NE Achsbachberg 498, W Ranzenbrücke
Nummuliten, Lb. Sch.
- 184 Kamm NW Klausen-Leopoldsdorf, E Lamerautal Kote 400
Nummuliten, Lb. Sch.
- 185 WNW der Brücke Kl. Krottenbach, NW Klausen-Leopoldsdorf
Nummuliten, Lb. Sch.

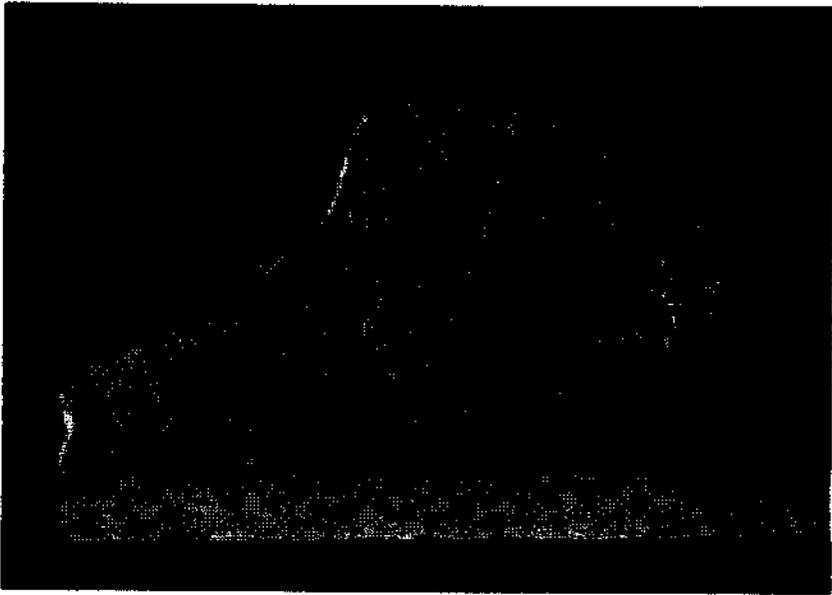


Abb. 8. *Paleodictyon meneghini* (*Pleurodictyon* Fuchs), Troppberg, Greifensteiner Sandstein. (Fund H. Mitscha)

- 186 Sattelberg SW Steinplattl 644
Nummuliten, Lb. Sch.
- 187 Grabenhang NNE Gr. Hollerberg 776
Nummuliten, Lb. Sch.
- 188 Hanfbachgraben, W 470
Hieroglyphen, O. K.
- 189 Reichsautobahnstrasse Schwechattal unterhalb Klausen-Leopoldsdorf,
W 363
Chondriten (neue Form, U. K.) Hieroglyphen (Tafel XXVb), Gault,
U. K.
- 190 Reichsautobahn Schwechattal unterhalb Klausen-Leopoldsdorf 363
Hieroglyphen, U. K.

- 191 ESE Maierhöfen, N Brand
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 192 Steinbruch W Brand, E Brombach
Helminthoideen, O. K.
- 193 SW Laaben
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 194 E Laaben
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 195 SE Laaben
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 196 Steinbruch an der Straße W Wöllersdorf
Chondriten, Pflanzenreste, Glanzkohlenstücke, Kohlenhäcksel,
O. K. (Sieveringer Sandstein).
- 197 E Edhof (Ödhof) im Ödgraben
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 198 Waldhof, W Hasenriedl
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 199 Kohlgraben, E Glashütte (W Totenkopf)
Chondriten, O. K.
- 200 Obertriesting, N Herbst, N Gerichtsberg
Nummuliten, Lb. Sch.
- 201 S Innerfurth, Laahener Tal
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 202 E Altlengbach, Prinzbachtal
Chondriten, O. K.
- 203 Steinbruch Prinzbachtal, NW Prinzbachbauer
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 204 Steinbruch bei Felsenkeller (S Nest), Gr. Tullntal, St. Christofen
Chondriten, Wurmröhren (mit Rückzugsstreuung), O. K. (Alg. Sch.).
- 205 NE Wientalstausee
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 206 Gablitz E Brauerei, an der Straße
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 207 NNW Purkersdorf, westlich der Reichsstraßenbrücke
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 208 N E. St. Unterpurkersdorf SW 396 (Weidlingauer Eichberg)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 209 Graben SE Kreuth (SW Rappoltenkirchen), rechter Seitengraben des
Roßbaches
Chondriten, U. K. (nicht O. K.).
- 210 Oberer Schmelzgraben W Gr. Stiefelberg 494
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 211 Steinbruch NW Franz Karl-Fernsicht NW 486, SW Exelberg
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 212 SW Sofienalpe
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).

- 213 Steinbruch SE Exelberg, W des großen Steinbruches Exelberg
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 214 Bachbett SE Rohrerhütte, W Dornbacher Park
Aptychen, Tithon—Neokom—Klippenzone.
- 215 Kellergraben (oberer), W Scheiblingstein (491) (NE Mauerbach)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- *216 oberhalb Bernreit, NNE Rainfeld a. d. Gölsen
Aptychen, Belemniten, Cephalopodenreste, Tithon—Neokom—
Klippenzone.
- *217 Steinbruch Heuberg SSE Pyhra
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- *218 E Hegerberg, Hendlgraben
Inoceramen, O. K.
- *219 Eibenberger W Stollberg
Aptychen, Tithon—Neokom—Klippenzone.
- 220 Steinbruch Kaasgraben, Ob. Sievering
Chondriten, Kohlenstücke, O. K. (Sieveringer Sandstein).
- 221 ENE Schöpfl, Kamm S Obergrödl
Nummuliten, Lb. Sch.
- 222 SE Kaltenbründlberg (514), an der Straße NNW 372 (NNW Mauer)
Nummuliten, Lb. Sch.
- 223 N Klausen-Leopoldsdorf, W Hochbrand (669), Hainbachtal
Nummuliten, Lb. Sch.
- 224 E Klausen-Leopoldsdorf, NE Saagberg, W Ameisbügel, oberhalb
Hanfbachklause
Nummuliten, Lb. Sch.
- 225 bei WH. Achsbachklause, linker Talhang
Nummuliten, Lb. Sch.
- 226 Laaber Steig, N-Hang, S Sattel 364
Nummuliten, Lb. Sch.
- 227 SW Paunzen, N-Hang des Laaber Steig
Nummuliten, Lh. Sch.
- 228 S-Hang Kolheterberg, NE 294, NE Hadersdorf
Chondrites intricatus, *Chondrites furcatus*, O. K. (Sieveringer Sch.).
- 229 Kogelbachtal, Waldbahn, Mündung des Fahrenleiten-Grabens, S
Haaberg
Helminthoideen, O. K. (Alg. Sch.).
- 230 Satzberg W-Hang, Kordon-Siedlung, S Schnepfenwiese, Parz. 554 ¹⁾
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch. Fazies südlich der Klippenzone.)
- 231 Satzberg Kordon-Siedlung ¹⁾ Weg Nr. 11, Gasse 8, E-Ende, linker Hang
des Schnepfenwiesengrabens
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).

¹⁾ Plan der Kordon-Siedlung am Satzberg bei Hütteldorf, Magistrat Wien (Abt. Bodentechnik).

- 232 Kellergraben S-Hang, nahe Mündung ins Mauerbachtal, SW Pitzelsdorfer Wiese (W-Abfall des Rußberges, 450 m)
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 233 S Haidbauer (S Gerichtsberg)
 Nummuliten, Eozän, Lb. Sch.
- 234 Kaumberger Bach, E 538 des Straßenpunktes Gerichtsberg—Kaumberg (N 598)
Helminthopsis-ähnliche Fährte (gewunden) (0.6 cm dicke Konvexwülste (Ausgußform), Fährten in zirka 1 cm Abstand voneinander), U. K. Gault (Kaumberger Sch.).
- 235 Zwischen Vorder- und Hinter-Hainbach, linker Hang
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 236 Siedlung Hinter-Hainbach, SW-Ende, E der Quelle
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 237 Straße Hinter-Hainbach—Sofienalpe, unterster Steinbruch (S von Hinter-Hainbach)
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 238 Kellergraben, E Schutzengelberg (508), südlicher Seitengraben
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 239 Graben nach Unterkniewald, S Kaltleitensberg
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 240 E Hameau
 Chondriten ästig, Eozän (Gb. Sch.).
- 241 ENE Hameau, E Wiese 435
 Chondriten, ästig, Eozän (Gb. Sch.).
- 242 Hinteres Pfalzautal, SE Feichtinger
 Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 243 Höbersbachgraben, Abzweigung des obersten Grabens gegen den S laufenden Graben Richtung Troppberg
 Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 244 Höbersbachgraben, S Höbersbachberg (423)
 bewerkenswerte Hieroglyphen, U. K. (Gault wahrscheinlich)
- 245 Graben WNW Hirzkogel, NW Jochgrabenberg (646)
 Helminthoideen (auf Kalksandstein), O. K. (Kbg. Sch.).
- 246 Irenental, W Brunnberg, Steinbruch an der Straße
 Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 247 NW Sulz, Hirschenzipfel
 Nummuliten, Eozän (Laaber Sandstein).
- 248 Wöglerberg (490), NW Wöglerin
 Nummuliten, Eozän (Laaber Sandstein).
- 249 Schwechattal bei W. H. Wallner, Hanfbachtal-Mündung, Aufschluß Autobahn SW Hanflandek
 Chondriten, O. K. (höchstwahrscheinlich).
- 250 Autobahnaufschluß, SW-Sporn des Saagberges (512), Schwechattal
 Chondriten, O. K. (Aufbruch in der Laaber Teildecke).

- 251 Schwechattal, Hauptklausen, unterhalb Klausen-Leopoldsdorf, Autobahnaufschluß
Chondrites, *Daimonhelix*-ähnliche Spur, O. K. (wahrscheinlich).
- 252 Hochrotherd SE 484
 Chondriten im Laaber Schiefer, Eozän (Lh. Sch.).
- 253 Autobahnaufschluß S Kirche Klausen-Leopoldsdorf
 Chondriten, Knoten-Hieroglyphen (auf kieseligem Kalksandstein), Eozän Lb. Sch. (Tafel XXXI b).
- 254 Hirschengraben N-Hang, oberes Pöllatal, SE-Hang des Kuhberges
 Chondriten, O. K. (wahrscheinlich schmale Schuppe von O. K. im Laaber Eozän).
- 255 Pöllatal, W Glashütten
 Chondriten, O. K. (wahrscheinlich schmale Schuppe von O. K. im Laaber Eozän).
- 256 Kollmünzer Forst, Kammhöhe (SW Gr. Krottenhachtal)
 kleine Hieroglyphen (auf Quarzit), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 257 Steinbruch E Göber, N Kleinmariazell
 kleine Hieroglyphen (auf Quarzit), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumberger Sch.).
- 258 Coronatal, gegenüber Faschinger
 kleine Hieroglyphen, U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 259 Graben Zechhof, Thenneberg
 kleine Hieroglyphen, U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 260 NW Zechhofer, Triestingtal (Hohlweg)
 kleine Hieroglyphen, U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 261 Triestingtal, gegenüber Anger, Steinbruch
 kleine Hieroglyphen und *Paleodictyon* (Fund Küpper, Abb. 9), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 262 Triestingtal, SE Schmalzmühle
 fingerdicke Wurmgänge in dickbankigem Sandstein, neu, Eozän (Lb. Sch.).
- 263 Alluvialschotter der Triesting, zirka $\frac{1}{2}$ km unterhalb des Steinbruches gegenüber Anger (vor Mündung des Kaumberger Baches)
Paleodictyon (Tafel XXVI b) (mitgeteilt durch Oberlehrer Kern in Dornau-Thenneberg), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 264 E Hollererberg (556), westl. Seitengraben des Kl. Krottenbaches,
 kleine Hieroglyphen (im U. K.-Quarzit), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).
- 265 W Kote 504, Riegelwarthberg, N Schöpfungüter, Schwechattal
 Wärschen-Hieroglyphen, Eozän (Lb. Sch.).
- 266 Autobahnaufschluß der östlichen Riegelwarthen (NW Jägerhaus Lammerau, W Klausen-Leopoldsdorf)
 Chondriten, O. K. ?
- 267 E Kaumberg, NNW und W von Ob. Brucker, N Haltestelle Kaumberg
 kleine Hieroglyphen (im U. K.-Quarzit), U. K. (Neokom bis Gault, Kaumbg. Sch.).

- 268 N Eder, NNE Kaumberg
kleine Hieroglyphen (im U. K.-Quarzit), U. K. (Neokom bis Gault,
Kaumbg. Sch.).
- 269 S Kleinmariazell, Steinbruch am E-Abhang des Reishergeres
Chondriten, O. K.
- 270 Steinbruch NW Wolfpassinger Berg
Chondriten, O. K. (Wörderner Sandstein, Alg. Sch.).

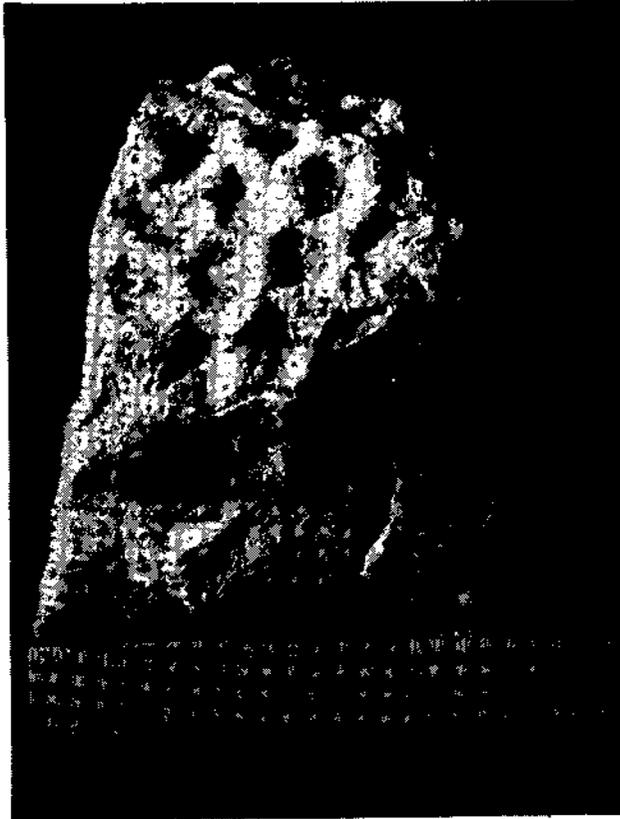


Abb. 9. *Paleodictyon* aus den Kaumberger Schichten, Steinbruch E Anger, Triestingtal (Fund Küpper)

- 271 Steinbruch bei Linden, Gr. Tullntal
Chondrites targioni, O. K. (Alg. Sch.).
- 272 Gr. Tullntal, SW Wöllersdorf, Steinbruch bei der Fortelmühle
Chondrites intricatus, O. K. (Sieveringer Sch.).
- 273 Schöpf N-Abfall, Graben NW Gscheidhof
daumendicke Ausgußform einer mäandrischen Fährte (in O. K.
nicht bekannt) U. K., Klippenzone (Klippenhülle).

- 274 Graben SW Gscheidhof, Schöpf N-Abfall
Chondriten, Helminthoideen, O. K. (S-Rand der Klippenzone).
- 275 Kl. Tullntal, NE bei Kronstein, S von 324
Wurmrohren (im Gault-Quarzit, neu), Gault der Greifensteiner
Teildecke (N-Zone).
- 276 Steinbruch NW Ranzenbachklause
Helminthoideen, O. K. (knapp N der Klippenzone, mergelreicher
Sieveringer Sandstein).
- 277 Steinbruch N Kracking, SE Rappoltenkirchen
Chondriten, O. K. (Wörderner Sandstein).
- 278 Steinbruch Exelberg
Helminthoideen und *Chondrites intricatus*, O. K. (Kbg. Sch.).
- 279 Steinbruch an der Straße Rekawinkel—Kronstein, N Rekawinkel
Helminthoideen und *Chondrites intricatus*, O. K. (Alg. Sch.).
- 280 Graben E Ht. Sattelberg, S Preßbaum
Knoten-Hieroglyphen und *Paleodictyon* (feinmaschig [Fund
Prey 1949], Tafel XXVIa) auf Gault-Quarzit, U. K. Gault (Klippen-
hülle).
- 281 N Hochstraß, WNW Gscheid
Chondrites intricatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 282 Steinbruch an Forststraße NW Gansleiten, N Schwabendörf
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 283 Steinbruch W Gr. Fallenhof, Lengbachtal, N Hochstraß
Inoceramenfragmente, Wurmgänge, O. K. (Kbg. Sch.).
- 284 WNW Glasgrabenwiese, Hohlweg bei 292
kleine Würzohen-Hieroglyphen (auf Quarzit), U. K. (Neokom bis
Gault, Klippenhülle).
- 285 Autobahnaufschluß S Theißl, S Ollersbach
Chondrites intricatus, mäandrische Ausgußform (Windungen ähnlich
den Helminthoideen, aber größer), O. K. (Wördener Sandstein mit
Alg. Sch.).
- 286 Graben WSW Kloster Hauersteig, W Gablitz
Palaeobullia Neufund, Grf. S. (z. T. konglomeratisch mit
Geröllen von dichten Kreidekalksandsteinen).
- 287 Bierhäusberg, N Gasthaus zum „Wolfen in der Au“
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 288 Bierhäusberg, nahe Höhe 268
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 289 Satzberg, S-Hang, W des Steinbruches des rechten Rosenthalhanges
Chondriten, O. K.
- 290 E Dornberg bei Kronstein
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 291 Beim Iglhof nahe Straße Altlenzbach—Eichgraben, ENE Altlenzbach
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 292 Steinbruch N Schweighof, ENE Altlenzbach, an der Straße Alt-
lenzbach—Eichgraben
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 293 W Sandhof, bei 497, E Neustift
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).

- 294 Alter Steinbruch zwischen Hutten und Winkel bei Eichgrahen
Helminthoideen, O. K. (Alg. Sch.).
- 295 N Ranzenbachheim, Gehängerippe
Chondriten, O. K. (Sieveringer Sch.).
- 296 Grahen gleich oberhalb Ob. Dürrwien
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 297 Linker Seitengrahen des Lengbachtals, NE Hundsberghrücke, W 538
Helminthoideen, O. K.
- 298 Linker Seitengrahen des Pfalzauer Baches, W der Vd. Pfalzau
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 299 Kamm W Hochstraß, bei Kasmacher
Chondriten, O. K. (Khg. Sch.).
- 300 Lebereck, NW von Ht. Hainbach, S 395
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 301 NE Gablitz, linker Hang, S Königswinkelberg (388), neue Siedlung
nahe Gablitzer Steig
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 302 SE St. Unterpurkersdorf, N-Fuß des Georgenberges
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 303 W Kloster Ht. Tullnerbach, N-Hang des Gr. Wienerberges (449)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 304 Mauerbachtal, ESE Vd. Hainbach, bei der Türkenschanze
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 305 Roppersberg, S Wallberger Hütte, SW Laaber Steig
Nummuliten, Eozän (Lb. Sch.).
- 306 SSE Laaber Steig (527), NE des Steinbruches
Nummuliten, Eozän (Lh. Sch.).
- 307 W Dreiberge (553)
Nummuliten, Eozän (Lb. Sch.).
- 308 Nahe der Forsthoferstraße, NW Kramhoferhöhe (580)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 309 Bärengraben, W Hollererberg (556)
Chondriten, O. K.
- 310 S Ht. Gerichtsberg, N Haidbauer
kleine Hieroglyphen im U. K.-Quarzit, U. K. (Neokom bis Gault,
Kaumberger Sch.).
- 311 E-Hang des Kl. Stiefelberges, N Preßbaum
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 312 Bramerhöhe, NW Kaumberg, W 727
Nummuliten, Eozän (Lb. Sch.).
- 313 W Wolfpassinger Berg, bzw. E Pannholz
Chondriten, Orbitoiden, O. K. (Wörderner Sandstein, im Hangenden
des Gault).
- 314 Hadersfeld, W Obelisk, an der Straße nach Greifenstein
Orbitoiden, O. K. (Wörderner Sandstein).
- 315 Obere Verzweigungen des Grabens W Rußberg (450)
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 316 Graben der Groissau, S Karlsdorf (Straße zum Tulbinger Kogel)
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).

- 317 Steinbruch S Krapfenwaldl
Chondriten, O. K. (Sieveringer Sch.).
- 318 S-Hang Latisberg
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.).
- 319 SE Weidling, Hang E Siedersgraben (S „Finstergasse“), WNW Kahlenberg
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 320 Graben S Rauchengern, rechter Quellgabeln, bei Preßbaum
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 321 Gablitztal, N Allhang, Graben W der Allhangwiese
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 322 SE-Abfall des Kuhreiterberges (493), oberster Graben NE Schönhof, bzw. S Getzwiesen
Chondrites intricatus, O. K. (Alg. Sch.).
- 323 N-Abfall der Bramerhöhe (727), E vom Hof Kalterecker (verfallen)
Nummuliten, Eozän (Lb. Sch.).
- 324 Steinbruch NW Riederberghöhe, W Kote 405
Feinst-Hieroglyphen (vgl. Tafel XXV a), U. K. (Neokom).
- 325 Graben SW Taglesberg, N Punkt 300, an der Riederbergstraße
Hieroglyphen, weitästige Chondriten, U. K. (Neokom).
- 326 Gablitztal-Gebiet, linker Seitenbach des Barthsggrabens, N Kloster Hauersteig, SE Ram
Chondriten, O. K. (Kbg. Sch.).
- 327 Hohlweg W Rabenhof, N vom Schöpfkamm
Helminthoideen, Chondriten, O. K. (unmittelbar unter der Aufschiebung der Klippenzone).
- 328 Frauenwart E-Gipfel (471), südöstlicher Durchschlag, W Rückfallkuppe
Nummuliten, Eozän (Gb. Sch.).
- 329 Oberes Dammbachtal, unterhalb des Zusammenflusses der Quellgerinne
Hieroglyphen (auf Gault-Quarzit), U. K. (ähnlich Kaumberger Sch.).
- 330 NW Laaber Steig (523), Graben gegen N
Nummuliten, Eozän (Lb. Sch.).
- 331 NW Galitzinberg, beim Hochbehälter
Helminthoideen, O. K. (Kbg. Sch.-Fazies S der Hauptklippenzone).
- 332 Weidlingau, SW Weidlingauer Tor in den Tiergarten, Bombentrichter
Knoten-Hieroglyphen (auf Gault-Quarzit), U. K.
- 333 Rücken S Kaltenberg, W Hochstraß, N 504
Chondrites furcatus, O. K. (Kbg. Sch.).
- 334 Graben „Kalkgruben“ (Karte 1:25.000) SE Anzbach, NE Getzwiesen
Helminthoideen, O. K. (Alg. Sch.).
- 335 Derselbe Graben
Helminthoideen, O. K. (Alg. Sch.).
- 336 E Kohlreitberg (520)
Chondriten, O. K. (Alg. Sch.).
- 337 Graben vom Handlhof, Zierwiese, E Kleinmariazell
Hieroglyphen auf Gault-Quarzit, U. K. (Kaumberger Sch.).

Anhang zu B.

Besondere Bemerkungen zum Verzeichnis der neuen Fossilfundpunkte

- Zu 1. „Inoceramenähnliche Fragmente“, wahrscheinlich von *Pinna* oder *Perna* stammend, typisch besonders für die äußere Zone des Greifensteiner Sandsteines; desgleichen dickschalige Ostreen; reich an Nummuliten.
- Zu 3. Stratigraphischer Umfang der Orbitoiden, vgl. A. Liebus, Vh. Geol. B. A. 1934.
- Zu 4. *Ostrea* cfr. *minuta* erwähnt R. Jaeger, S. 134, auch vom Sandstein der N-Zone (Wörderner Sandstein). „Nußbaumer Problematikum“ (= *Taonurus*-ähnliche Skulptur mit Wurmröhren). Ich nenne diese eigenartige Lebensspur nach den sehr schönen und vollkommen analogen Stücken im „Nußbaumer Museum“ in Pinsdorf bei Grunden.
- Zu 6. *Subphyllochora* in der inneren Zone des Greifensteiner Sandsteines besonders vertreten, wenn auch in der äußeren Greifensteiner Zone nicht ganz fehlend (z. B. Nr. 9).
- Zu 7. Gastropodenreste selten in dieser Fazies (vgl. auch Nr. 12 und 57).
- Zu 16. Diese Form von *Chondrites* auch wegen der typischen Unterkreide-Begleitgesteine in die Unterkreide zu stellen.
- Zu 21. *Spirorhaphc.* Abb. in Paul, Wienerwald, 1888, Tafel III—IV, Greifensteiner Sandstein, innere Zone; auch am Troppberg vorhanden (Fund Dr. H. Mitscha).
- Zu 22. Im Greifensteiner Sandstein, innere Zone, ab und zu noch „inoceramenähnliche“ Fragmente (*Pinna-Perna*); *Chondrites* hier ganz vereinzelt und selten im Greifensteiner Sandstein.
- Zu 23. *Taonurus* mit Pflanzenresten und Harz hier in der Oberkreide; *Taonurus* sonst auch im Greifensteiner Sandstein.
- Zu 27. *Paleodictyon* auch in der Oberkreide der Kahlenberger Schichten. „Tonlamellenschnüre“ (Abb. Jahrbuch 1932, S. 353) wie Nr. 92 (Sieveringer Schichten).
- Zu 30. Skulpturen tubicoler Anneliden (Abb. Jahrb. 1932, Tafel IX d) hier in Altlangbacher Schichten. Röhren tubicoler Anneliden aber auch Nr. 42 im Greifensteiner Sandstein, innere Zone.
- Zu 32. Auch im feinkörnigen Greifensteiner Sandstein der inneren Zone gelegentlich inoceramenähnliche Fragmente (*Pinna-Perna*).
- Zu 33. Erster Nachweis von Nummuliten (von A. Liebus durchgesehen) in dieser Zone. Der Greifensteiner Sandstein zeigt Übergänge zum kieseligen Sandstein der Laaber Schichten (wie Nr. 54), Fazies der Gablitzer Schichten.
- Zu 35. *Paleodictyon* sp. hier im Eozän (in der Oberkreide z. B. Nr. 27).
- Zu 45. Von R. Jaeger (1914) bisher nur bekannt *Orbitoides* sp.; Neufund von Orbitoiden im Wörderner Sandstein, im grobkörnigen Sandstein: *Orbitella apiculata* Schlumb. sowohl megalo- wie mikrosphärische Form, Bestimmung von A. Liebus.
- Zu 48. Helminthoideen auch im Sieveringer Sandstein.
- Zu 51. Röhren tubicoler Anneliden in den Altlangbacher Schichten, wie Nr. 30 (Stössingtal, Blatt St. Pölten).
- Zu 53. Orbitoiden im Wörderner Sandstein wie Nr. 45 und 46.
- Zu 54. Fazielle Übergänge vom Greifensteiner Sandstein in die Gablitzer Schichten mit Vorherrschen der Sandsteine; fazielle und faunistische Ähnlichkeit mit Nr. 33 (Gernberg).
- Zu 77. Röhren tubicoler Anneliden hier im Greifensteiner Sandstein, innere Zone; auch vorhanden in den Übergangsschichten zu den Gablitzer Schichten. (Nr. 54.)
- Zu 94. *Paleodictyon* auch in der Oberkreide der Kahlenberger Schichten. *Paleodictyon* anscheinend häufiger in der Unterkreide (Gault, Kaumberger Schichten). — Wurmröhren ähnlich wie Nr. 4 (Tullnerbaoh).
- Zu 99. *Taonurus* neu für Oberkreide, Kahlenberger Schichten. *Daimonhelix*-ähnliche Wurmröhren in typischen Kahlenberger Schichten. (Dahaberg Nr. 99, Darmbachtal Nr. 94). Ausgüßform von Mäanderfährten von Gastropoden in typischen Kahlenberger Schichten (Dahaberg Nr. 99, Exelberg Nr. 107, nächste Nachbarschaft!)
- Zu 101. Pflanzenreste sind in den Laaber Schichten (Tonmergelschiefer hier überwiegend) seltener, da das Sediment im Vergleich zum Greifensteiner Sandstein einen küstenferneren und feinkörnigen Typus bildet.
- Zu 107. Mäanderfährte analog zu 99. Beide in typischen Kahlenberger Schichten (Exelberg, Dahaberg).

- Zu 124. Es sind die ersten Inoceramenfunde in der Oberkreide in der N-Zone (Altlangbacher Schichten), Blatt St. Pölten.
- Zu 153. *Inoceramus* hier in Gesteinen der Unterkreide.
- Zu 154. Fazies der Kahlenberger Schichten mit Helminthoideen S der Hauptklippenzone.
- Zu 178. Helminthoideen bemerkenswerterweise auch im Sandstein der Sieveringer Schichten.
- Zu 189—190. Hieroglyphen auf dünnplattigen, kieseligen Kalksandsteinen der Unterkreide, Chondriten (neue Form) in der Unterkreide, Kaumberger Schichten.
- Zu 209. Chondriten in Gesteinen der Unterkreide, Unterkreideform.
- Zu 217. Chondriten ausnahmsweise, sonst ziemlich selten, auch im Sandstein der Altlangbacher Schichten.
- Zu 220. Häufiges Zusammenvorkommen von Chondriten und eingeschwemmten Pflanzenresten und Kohlenstücken im Sandstein der Sieveringer Schichten.
- Zu 240. Chondriten, ästig, keine Kreideform, im Eozän, Gablitzer Schichten.
- Zu 245. Helminthoideen als Seltenheit auf Kalksandstein in den Kahlenberger Schichten.
- Zu 249. Oberkreideaufbruch in der Laaber Teildecke.
- Zu 250. Oberkreideaufbruch in der Laaber Teildecke; auf Karte Eozän eingetragen, Oberkreide geschuppt mit eozänen Laaber Schichten (nach Schwermineralanalyse, 1950, Dr. Woletz).
- Zu 251. *Daimonhelix*-ähnliche Spur sonst in der Oberkreide der Kahlenberger Schichten (Nr. 94, 99), hier in Oberkreideaufbruch S der Hauptklippenzone in der Laaber Teildecke.
- Zu 252. Chondriten in Schiefen der Laaber Schichten.
- Zu 275. Neu: Wurmröhren im Gault-Quarzit der Greifensteiner Teildecke.
- Zu 289. Fazies der Kahlenberger Schichten S der Hauptklippenzone.
- Zu 325. Chondriten, weitästig (im Gegensatz zu Oberkreideformen), Unterkreide.
- Zu 327. In Mergeln der Fazies ähnlich den Sieveringer Schichten.

C. Zonare Gliederung des Wienerwaldflysches auf Grund der Fossilfunde (Vgl. Tafel XXIII).

Außer den petrographisch-faziellen Verhältnissen und Eigentümlichkeiten gab die regionale Verteilung der Fossilfunde, vielfach im Streichen der Schichten verfolgt, wichtige Anhaltspunkte über die Abgrenzung und Durchverfolgung der stratigraphischen Zonen im Wienerwaldflysch, wie sie auf der geologischen Karte Blatt Wien und Umgebung zum Ausdruck kommen.

Hatte von früheren geologischen Aufnahmen, insbesondere die Karte von K. Friedl für den östlichen Wienerwald, die Hauptstreichendzonen des Wienerwaldes herausgearbeitet, so hietet das jetzige Kartenbild der zonalen Verteilung wohl manche Ergänzungen, wovon einiges noch angemerkt werden wird. Für den mittleren und westlichen Wienerwald, wo bekanntlich förmlich erst Pionierarbeit bei der genaueren geologischen Kartierung zu leisten war, ergaben sich auch im Hinblick auf die Verteilung der Fossilfundpunkte mehrere streichende Zonen, die bis zum westlichen Kartenrand, bzw. auf Blatt St. Pölten durchverfolgt werden konnten.

Wir beginnen die Anführung der wichtigeren Zonen südlich des Greifensteiner Donauknies, da hier die nördlichste Kuliase des grohkörnigen Greifensteiner Sandsteines vorliegt. Sie ist durch die reichen Faunen (besonders Ostreen, gelegentlich *Cardium*, *Pinna-Perna*-Fragmente, Nummuliten, auch gelegentlich Assilinen und Orthophragminen, mäandrische Fährten von Gastropoden (Nr. 9 und 28) und von *Subphyllorchorda* gekennzeichnet (Nr. 24, 23, 1, 9, 8, 2 und 3) (Höflein—Greifenstein—Altenberg-Zone). Wenn dieser Zone am NW-Rand der Oberkreide- und Unterkreidesaum fehlt, so ist dies der untergraben, absäehlenden Erosion

der Donau zuzuschreiben. Diese beiden Zonen wären übrigens etwas verschoben unter dem Einfluß der Querstörung von St. Andrä-Wördern. Zur verlängerten äußeren Zone des Greifensteiner Sandsteines gehört auch Kronstein (Nr. 102) (Ostreem; *Pinna-Perna*-Fragmente, Nummuliten).

Während Stur, Jaeger und Friedl auf ihren Karten südwärts noch eine breite Eozänzone angeben, sind sowohl durch die Fossilführung wie durch neue Begehungen Kreideschuppen erwiesen, das Oberkreidegebiet von Hadersfeld. Hier kommen die Fossilfundpunkte Nr. 53, 46, 314, 45 und 125 (bis zur Hagenbachklamm) in Betracht. In dieser auch Chondriten führenden Oberkreide ist der typische Wörderner Sandstein enthalten; Kreide-Orbitoiden (Nr. 53, 46, 314, 45).

W von der Querstörung von St. Andrä setzt sich die Zone über den Wolfpassinger Berg — dann durch das Störungssystem von Königstetten etwas betroffen — nach dem Rauchbuchberg und in der S-Flanke des Riederbergers fort. Die einschlägigen Fossilfundpunkte (Orbitoiden z. T. und Chondriten) sind: Nr. 313, 270, 316, 103 (Bivalvenrest); weiter SW verläuft diese Zone über Kracking—Dornberg (Nr. 277 und 290); in der weiteren Fortsetzung gehört dazu Nr. 285 (ganz nahe dem N-Rand, unmittelbar über dem Neokom). Die Orbitoiden führenden Schichten, besonders Nr. 313, können als Wörderner Sandstein in der sonstigen Gruppe der Altlenzbacher Schichten untergeteilt werden.

In der dem nördlichsten Oberkreidezug vorgelagerten Unterkreide-Zone (Neokom und Gault), welche in der Richtung SW von der Querstörung von St. Andrä-Wördern aus sich am Flyschrand fortsetzt, ist die Unterkreide petrographisch-faziell erwiesen. Einschlägige Fossilpunkte sind Nr. 324 Feinst-Hieroglyphen (Tafel XXV a), leitend für Unterkreide, und Nr. 275 neue Form vom Wurmröhren des Gault.

Die nördliche Oberkreide-Zone der Altlenzbacher Schichten, z. T. mit Wörderner Sandstein, ist südlich vom (inneren) Greifensteiner Sandstein überlagert, der eine deutliche Zone bildet: Langstöger, Sonnberg, Poppenwald, Hirschgarten, Hohleiche. Zur Charakterisierung dieser inneren Greifensteiner Zone, welche im allgemeinen feinkörniger und reich an dünn-geschichteten Lagen ist, dienen folgende Fossilfundpunkte: Nr. 21, 29, 39, 72, 17, 42, 20, 97, 100, 35, 32, 31, 38 und 127. Zu selteneren Nummuliten gesellen sich häufiger noch *Pinna-Perna*-Fragmente. Sehr häufig ist *Palaeobullia* und *Subphylochora*. Die beiden letzteren besonders leitend. Besonderheiten sind: *Paleodictyon* (Nr. 21, 35), *Spirorhapha* (Nr. 21), *Taonurus* (Nr. 21), mäandrische Gastropodenfährten (Nr. 21, 29, 72, 100).

Südlich der letztgenannten Eozänzone folgt nenerdings eine Aufschiebung der Oberkreide noch in der Fazies der Altlenzbacher Schichten (Plöcking, U. und Ob. Kirchbach, Heuberg bei Hainbuch). Die weitere SW-Fortsetzung ist durch das Störungssystem von Königstetten verschoben.

Im Gebiet der Kl. und Gr. Tulln verbreitert sich die Zone der Altlenzbacher Schichten wesentlich. Im südlichen Streifen dieses Gebietes sind maßgebend folgende Fossilfundpunkte: u. a. Nr. 210, 279, 292, 291, 202, 203, 23 und 271. Besonders leitend sind Chondriten und Helminthoideen. Von Interesse ist das Auftreten von gegliederten (gerieften) Wurmröhren (Abb. Jahrbuch 1932, Tafel IX c) bei Nr. 23 und *Taonurus* bei Nr. 23.

Darauf hangend ist der Greifensteiner Sandstein, der die südlichste Kulisse überhaupt im NE Wienerwald bildet: Zone Hohenauberg—Mauerbach—Troppberg. N Mauerbach erfolgt wahrscheinlich eine Unterbrechung des Zuges infolge Überschiebung seiner S-Flanke (eine gänzliche Zuspitzung und Überschiebung ist auch S Kierling vorhanden).

Eine lang zusammenhängende Zone bildet der Troppbergzug, in der Fortsetzung über den Saubüchel—Rekawinkel—Steinhartberg—Neustift (Innermanzing). Neue Fossilfunde wurden gemacht: Nr. 40, 105, 70, 95, 106, 96, 98, 6, 37, 77 und 22. Diese Zone enthält Nummuliten, *Pinna-Perna*-Fragmente, gelegentlich Fischreste, *Palaeobullia* und *Subphyllochora*; gelegentlich von anderen Lebensspuren: *Bilobites*, Röhren tubicoler Anneliden, fiederförmig angeordnete Hieroglyphen (Tafel XXIX, b); auch Harzfunde wurden gemacht.

Die S-Grenze des Greifensteiner Zuges ist eine Überschiebungslinie. Hier ist die mittlere Wienerwaldteildecke (Kahlenberger) auf die nördliche Teildecke (Greifensteiner) aufgeschoben. Nur im äußersten NE, oberhalb Kritzendorf überschieben die Kahlenberger Schichten direkt die Altlenbacher Schichten der Oberkreide.

Die Kahlenberger Schichten der Oberkreide, u. zw. der Nordzug derselben, bildet die nächste Zone. Die Kahlenberger Schichten sind in diesem Zuge im Durchschnitt sandsteinreicher als in der Kahlenberger Zone der nächsten südlichen Oberkreide-Kulisse. Außer der bezeichnenden petrographischen Beschaffenheit sind die Kahlenberger Schichten hier durch ihre Fossilführung genau definiert. Chondriten sind fast stets vorhanden, die Helminthoideen besonders bezeichnend. Inoceramen und Inoceramenfragmente fehlen nicht. Einschlägige Fossilfundpunkte der N-Zone der Kahlenberger Schichten sind: Nr. 133, 137, 131, 215, 232, 315, 301, 206, 203, 296, 245, 282, 281, 283, 299, 293, 201, 197 und 191.

Das Hangende dieser Oberkreide bilden die Gablitzer Schichten (kieselige Sandsteine mit Nummuliten, Mangansandsteine und Schiefer, gelbliche Sandsteine, welche dem Greifensteiner ähnlich sind).

Westlich vom Haschberg beginnt die Zone dieser Eozänschichten, die zum nördlichen Tafelberg und dann weiter über das Steinbachtal S Gablitz, über den Ramberg (Hochramalpe) zum Gr. Wienberg zieht. Hier vollzieht sich gegen SW hin ein Überhandnehmen der dem Greifensteiner ähnlichen Sandsteine in dieser Zone, ohne daß aber die kieseligen Sandsteine fehlen würden.

Diese Zone übernimmt nun den Hauptkamm des Wienerwaldes: Pfalzberg, Jochgrabenberg, Hasenriedl, um von der Freieung ab (K. 029) über Laaben und Brand E—W-Streichen einzuhalten, das einen deutlichen Gegensatz zum früheren SW—NE-Streichen bildet. In dieser petrographisch deutlich erkennbaren Zone sind die Fossilfundpunkte wichtig, welche überwiegend Nummuliten führen, ferner Ostreenfragmente, Operculinen, Orthophragminen (Nr. 54), Lamnazähne (Nr. 43), *Taonurus* (Nr. 112, 43).

Fossilfunde der (nördlichen) Gablitzer Schichten-Zone sind: Nr. 126, 58, 59, 60, 114, 113, 115, 116, 148, 155, 54, 112, 43, 44 und 86.

Es folgt die sehr deutliche und im NE sehr breite Zone der (südlichen) Kahlenberger Schichten (Inoceramenschichten Friedls). In breiter Zone zwischen Freiberg, Buchberg oberhalb Klosterneuburg und Leopoldsb—Kahlenberg ansetzend und hier durch mehrere Längskämme markiert

(Kammersberg, Hermannskogel, Hameau) verliert die Zone mit SW-Verlauf an Breite bereits bei der Verquerung im Mauerbachtal (Hohe Wand, Hochbruckenberg, Buchberg von Purkersdorf), erreicht dann wiederum größere Höhen südlich des Wientales (Georgenberg, Speichberg); S Preßbaum durchziehend, verschmälert sie sich deutlich im Bereich der oberen Quertäler des Achsbachtales (Schwechattal). Bei der Kramhoferhöhe (580 m) hat sie bereits wieder E—W. Streichen, um über den Eichberg, SW Laaben, in westlicher Richtung weiterzuziehen.

Zahlreiche neue Fossilfundpunkte liegen in dieser Zone (nachdem schon Jaeger und Friedl im östlichen Wienerwald zahlreiche Fundpunkte angegeben hatten); so werden von NE nach SW gereiht: Nr. 133, 132, 319, 135, 104, 134, 136, 318, 129, 238, 236, 237, 211, 212, 108, 278, 107, 213, 99, 300, 235, 304, 117, 149, 150, 93, 27, 25, 208, 302, 157, 207, 246, 94, 159, 205, 152, 4, 151, 298, 242, 239, 176, 175, 295, 297, 309, 308, 194, 192, 193, 15 und 195. Ergebnis: Die Kahlenberger Schichten sind in der überwiegenden Mehrheit der Funde charakterisiert durch häufige Chondriten, Helminthoideen, Hieroglyphen, ferner durch Inoceramen, Inoceramenfragmente und Koproolithen mit Inoceramenbruchstücken; gelegentlich kommt *Taenidium* vor, seltener *Taonurus* (Nr. 199, 41); seltener sind dünnchalige Ostreen (Nr. 4, 99) und *Paleodictyon* (Nr. 4, 927).

Im Hangenden der Kahlenberger Schichtenzone sind (besonders deutlich im östlichen Wienerwald) die Gablitzer Schichten, die eine neue südliche Zone (soweit schiefrig, vielfach durch Gehängebänder kenntlich) bilden. Diese Eozänschichten sind im NE-lichsten Wienerwald schon auf Friedls Karte verzeichnet. Diese werden von einer Oberkreide-Schuppe (Sieveringer Schichten=Seichtwasserkreide Friedls) überschoben. Im südwestlichen Teil des Gebietes mögen diese Eozänschichten z. T. aussetzen, was in der Überschiebung durch die Oberkreide von S her begründet ist. Daß diese Gablitzer Schichten noch zum Eozän gehören, beweisen Nummulitenfunde in den hegleitenden kieseligen Sandsteinen, die dem Laaber Sandstein analog sind.

An Fossilfunden liegen vor: Nummuliten (Nr. 128 und 191); bei Nr. 240 und 241 werden in den typischen, eozänen, kieseligen Sandsteinen ästige Typen von Chondriten beobachtet, die im Gegensatz zu den Oberkreidetyphen der Chondriten stehen.

Die Sieveringer Schichten sind, wie erwähnt, durch eine Aufschiebung von den Gablitzer Schichten, bzw. ihren Liegendschichten, den Kahlenberger Schichten, getrennt. Diese Sieveringer Schichten lassen sich von Sievering bis zum Gölsental (Blatt St. Pölten) nördlich der Hauptklippenzone durchverfolgen. Da Mergel in dieser Schichtengruppe nicht fehlen, kommen auch Chondriten und Helminthoideen vor. Von Fossilfunden in dieser Zone seien genannt: Punkte Nr. 41, 317, 220 (Locus typicus, Sievering), 147, 228, 158, 92, 110, 74, 176, 295, 276, 178, 327, 196, 272.

Überwiegend sind in den Sieveringer Schichten die Chondriten und Helminthoideen, doch fehlen nicht Inoceramenfragmente und Koproolithen mit Inoceramenbruchstücken, ferner Ostreenreste. Ein Einzelfund von *Cardium* und *Turriella* (Nr. 74). Von größter Wichtigkeit in dieser Zone war der Fund von *Gaudryceras* cfr. *mite*. Bezeichnend sind in den Sandsteinlagen Kohlenstücke und Pflanzenreste.

Die genaue Durchverfolgung der Hauptklippenzone von Salmansdorf bis zu den Schöpfklippen und weiter bis zum Gölseental ist das Ergebnis erst der neueren Forschungen. Hatte Trantb diese Klippenzone bis zum Brenntenmaistal verfolgt und hatte Stur die Verbindung von den Schöpfklippen zum Gölsental festgelegt, so war in dem Zwischenstück zwischen den Schöpfklippen und der Brenntenmaisklippe durchaus neue Arbeit zu leisten. Dabei wurde die Zahl der Klippen im genannten SW-Raum wie in dem nördlichsten Zug noch vermehrt.

Die Hauptklippenzone ist nicht nur petrographisch-faziell, sondern auch durch Fossilien an verschiedenen Stellen festgelegt. Von solchen kommen in Betracht:

1. Aptychen- und Belemniten-Funde (Nr. 214, 142, 177, 123 für das eigentliche Neokom und Tithon-Neokom). Auch Inoceramen fanden sich in der Unterkreide (Nr. 153); von Interesse sind Unterkreide-Chondriten (Nr. 16, 153) und ein Unterkreide-*Paleodictyon* (Nr. 280) (Tafel XXVI a).

2. Die zahlreichen, sehr typischen Hieroglyphen auf den kieseligen Kalksandsteinen und Quarziten der Unterkreide-Klippenhülle (Neokom—Gault) der Punkte Nr. 332, 284, 329, 280, 264 (Analog Tafel XXV b).

Die Hauptklippenzone ist eine der markantesten und am längsten durchlaufenden Zone des Wienerwaldes. Von Aussichtspunkten, wie von der Erbartwiese oder von Obergredl aus, sieht man ausgezeichnet in der Landschaft deren weite Erstreckung.

Die zonare Verbreitung der Oberkreide S der Hauptklippenzone ist aus dem Raum des Stadtgebietes von Wien bis über den Schöpf hinaus noch nicht überall unter Beweis gestellt, obgleich Teilzonen auch auf Grund der Fossilfunde sicher bestehen.

Im nördlichsten Wienerwald sind solche durch Friedls und Trauths Karten schon längst bekannt (Schafberg—Satzberg—Bierhäusberg—Kaltenbründlberg im Tiergarten). Ihm sind stellenweise Streifen von Laaber Schichten vorgelagert, z. B. am Michaelerberg. Man kann hier geradezu von einer lokalen Fazies der Kahlenberger Schichten auch südlich der Hauptklippenzone sprechen.

Von neuen, eigenen Fossilfundpunkten führen wir an: Gehiet nördlich des Wienflusses: Helminthoideen bei Nr. 331, 231, 154, 230, 288, 287; Chondriten bei Nr. 288, 289. Diese Zone der Kahlenberger Schichten ist gegen E, wie Friedl gezeigt hat, von einem Sandsteinkomplex mit bunten Schiefen begleitet (Oberkreide des Klippenraumes). Wahrscheinlich liegt eine Aufsiehnung auf die Kahlenberger Schichten vor. In diesem Sandstein fanden wir bei Nr. 109 (Rosenbachtal), dem früheren Fundort eines Zahnes von *Ptychodus*, nebst Chondriten auch Harz.

Im Gebiet südlich des Wienflusses, besonders vom Kamm Hackenberg—Hornauskogel, liegen vor: Nr. 02 Bivalvenreste, Nr. 63 Inoceramen, Nr. 61 Chondriten, Nr. 64 U-förmige Röhrenhäuten.

Eine Teilzone der Oberkreide konnten wir südlich der Schöpfklippenzone gerade durch Fossilführung nachweisen, u. zw. vom S-Hang der Gern, hzw. vom unteren Klammtal. Von da ist diese Oberkreidezone wohl schmal bis zur Verquerung im Kl. Krottenbachtal zu verfolgen. Von einschlägigen Fossilfundpunkten führen wir an, von SW nach NE: Nr. 73, 199, 274, 180, 181, 179 mit Chondriten, etwas Helminthoideen, auch Wurmröhren bei Nr. 73 (vgl. Ahh. Jahrbuch 1932, Tafel IX c).

Ostwärts vom Kl. Krottenbachtal (nach unseren bisherigen Aufnahmen), am S-Rand der Hauptklippenzone, stoßen im allgemeinen die Laaber Schichten an die Klippenzone heran, so daß anzunehmen ist, daß die Oberkreide unter der Aufschiebung der Laaber Schichten am Rande der Klippenzone begraben worden ist (vgl. Profil Götzingen 1944).

Diese Laaber Schichten, die sonst die breiteste, durch verschiedene Längs- und Querkämme gegliederte Zone überhaupt im Wienerwald bilden, enthalten gerade in ihren nördlichen Kulissen häufig Nummuliten führende kieselige Sandsteine, an die sich südlich zunächst fossillose Tonmergelzonen anschließen. Lagern sich aber sonst kieselige Sandsteine ein, so stellen sich meist, je nach dem Zersetzungsgrad der Sandsteine, mehr oder minder schlecht sichtbare Nummuliten ein.

Es können hier nicht alle Fundpunkte einzeln wiederholt werden; wie schon Friedl ausführte, können bei einem bestimmten Typus des kieseligen Sandsteines zahlreiche Neufunde gemacht werden.

Hervorgehoben seien bloß die in Zonen angeordneten Punkte der Nummuliten führenden Laaber Schichten unmittelbar oder ganz nahe dem S-Rand der Hauptklippenzone: Nr. 182, 183, 36, 225, 164, 165, 227, 67, 66. Von zwei Punkten liegen nähere Bestimmungen vor: Nr. 50 *Nummulina laevigata* Brug. (A-Form), zahlreich, *Nummulina rotularia* (A-Form), *Orthophragmina*, *Operculina*, *Assilina*, *Pecten*; Nr. 18 *Nummulina laevigata* Brug. (A-Form), *Pecten* oder *Cardium*.

Ferner seien einige Längskämme mit zonarer Anordnung der Fundpunkte hier notiert: Schöpflkamm (alle Punkte mit Nummulitenführung): Nr. 84, 78, 81, 89, 90, 56, 221; ebenso in der Flur Ob. Triesting: Nr. 200 und 323 Nummuliten; Nr. 262 neu: fingerdicke Wurmgänge im dickbankigen Sandstein. Hollerberg (K. 776) Nr. 187, mit Nummuliten; seine Fortsetzung über Klausen-Leopoldsdorf zum Roßgipfel (633 m) Nr. 76 führt an den genannten Punkten auch Nummuliten.

Steinplattl (644 m) Nr. 186, Gr. Wienberg (515 m) Nr. 75 und 169, Dreiberge (553 m) Nr. 167, 166, welche alle Nummulitenfunde aufweisen, bilden streichende Fortsetzungen. Die Nummuliten führenden Lagen setzen sich auch in den Längskämmen vom Roppersberg über den Laaber Steig, über den Brandberg zum Johannserkogel im Tiergarten fort: Nr. 19, 161, 305, 226, 163, 160, 83, 49, 55, 82.

Im östlichen Wienerwald sind die Laaber Schichten im großen geschuppt mit den Klippen von St. Veit—Tiergarten mit ihrer Kreideflysch-Hülle. Die Aufnahmen von Friedl und Trauth haben darüber viel Aufklärung gebracht. Aber auch in der SW-Fortsetzung erscheinen in den Laaber Schichten nicht nur Aufbrüche von Oberkreide, sondern auch Klippen, welche Schuppungen, Scherbrettern, eventuell auch Teildecken entsprechen.

In der zonaren Gruppierung gegen SW fortfahrend, sind zunächst die Klippenreste von Klausen-Leopoldsdorf zu nennen. Etwa zwischen dem 2. und 3. Drittel der Gesamthöhe der Laaber Schichten — zwischen Hauptklippenzone und der Flyschaufrichtung NW Alland — finden sich in den schönen Aufschlüssen der Autobahn nebst Gaultschichten auch Scherlinge von Neokomkalk (Klippen von Klausen-Leopoldsdorf). Von Wichtigkeit sind die Punkte Nr. 190 typische Hieroglyphen des Gault; Nr. 189 neue Form *Chondrites*, wahrscheinlich Gault; Nr. 251 knapp südlich

davon bei der Hauptklause wahrscheinlich ein Aufbruch von Oberkreide, hier Chondriten und eine *Daimonhelix*-ähnliche Spur. Dagegen ist der weitere Fossilpunkt Nr. 224 mit Nummuliten für das Eozän bestimmend, so daß nur ein schmaler Saum für die Oberkreide übrigbleibt.

Die Begleitgesteine der Klippen von Klausen-Leopoldsdorf sind die Kaumberger Schichten, welche generell im Raume zwischen Gerichtsberg (Wasserscheide zwischen Gölsen- und Triestinggebiet) und dem Weidenbachtal (östlich von Klausen-Leopoldsdorf) dem Eozänflysch aufgeschoben erscheinen. Die Klippe von Klausen-Leopoldsdorf liegt knapp südlich dieser Aufschiebungs- bzw. Schuppungsfläche. Fast in deren Streichen, liegt gleichfalls in den Kaumberger Schichten, im Graben E Gerichtsberg ein kleiner Scherling von Neokom-Klippenkalk — festgestellt anlässlich der von Dr. Kupper geleiteten Exkursion in das Gebiet im Mai 1950. Etwas unterhalb im Graben liegt der Fundpunkt Nr. 234, wo im Gault eine *Helminthopsis*-ähnliche Fährte gefunden wurde.

Die Klippenvorkommen von Sulz bilden offenbar Schubretter zwischen Unterkreide-Gesteinen, welche wahrscheinlich das Eozän durchspießen.

Es ist ein auffallender Zug, daß die Kaumberger Schichten (Neokom bis Gault vornehmlich) und der faziell ganz ähnliche Gault der Hauptklippenzone (Nr. 280, *Paleodictyon*, feinmaschig, Tafel XXVI a) durch *Paleodictyon*-Funde gekennzeichnet sind: Nr. 261 (Abb. 9) und Nr. 263 (Tafel XXVI b). Sonst sind neben dem petrographisch-faziellen Typus der Kaumberger Schichten (besonders klobig-rissige Quarzite) die sehr hezeichnenden kleinen Hieroglyphen von Wichtigkeit. Die betreffenden Fundpunkte sind:

1. Nahe der Überschiebungsgrenze gegen die Laaber Schichten in den Kaumberger Schichten: Nr. 310, 268, 256.
2. In der Schuppe im Gr. Krottenbachtal der schon genannte Punkt Nr. 190 (Hieroglyphen).
3. Im Raum Kaumberg—Kleinmariazell: Nr. 267, 259, 260, 258, 37, 257.

Die sonstigen Oberkreideaufbrüche im Bereich der südlichen Laaber Schichten sind gekennzeichnet durch Chondriten im Pöllatal (Formen der Oberkreide) Nr. 254, 255; im Schwechattal oberhalb Alland Nr. 249. Diese letzteren Oberkreideaufbrüche in den Laaber Schichten (Zug Wienerleiten K. 650 bis Saagberg K. 539) zeigen wiederum eine Schuppung nahe vor der Kalkalpenaufschiebung an.

Soweit die eigenen Beobachtungen und Feststellungen.

Wenn das neue Bild der zonaren Gliederung des Wienerwaldflysches hiemit vorgeführt wurde, so muß anerkannterweise darauf hingewiesen werden, daß in den Kartenbildern meiner Vorgänger, welche im Wienerwaldflysch geologisch kartierten, bald in geringerem, bald in stärkerem Maße auch die zonaren Gegebenheiten der Flyschzone in Erscheinung treten.

Das gilt bei der Karte von D. Stur von einigen Abschnitten der Kahlenberger Schichten („Inoceramenmergel und Sandsteine des Wiener Sandsteines“), von den Wolfpassinger Schichten (größtenteils Unterkreide der

N-Zone) und von den „bunten Schiefen und Sandsteinschichten“ = Laaber Schichten, deren Grenze gegen den sonstigen Greifensteiner Sandstein seiner Karte von Unterkniewald bis in die Gern (an der W-Kartengrenze), nahe der Klippenzone, gezogen ist, und die letztere einschließt. Von der Hauptklippenzone sind bei Stur allerdings bloß die Gredl-, Schöpf- und Gernklippen angegeben. Die richtige Eintragung von Oberkreide unterhalb des Jochgrabenkammes ist nicht als lang hinstreichend verfolgbare Zone verzeichnet. Die Neokomklippe von Unterkniewald, als isolierte Oberkreide im sonstigen Eozän verzeichnet, ist noch nicht als Fortsetzung der Schöpfklippen erkannt. Gerade sie und die Klippenvorkommen vom Dachsbauerg mit denen von Wolfgrahen einerseits und die Klippen bei der Ranzenbach- und Gaisruckklause haben es erst in neuerer Zeit ermöglicht, die Klippenzone von Salmansdorf bis ins Gölsental durchzuverfolgen.

Auf der Karte von C. M. Paul, dessen wertvolle Beiträge zur Wienerwaldgeologie leider vielfach in Vergessenheit geraten sind, ist die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches schon in vielen Punkten zum Ausdruck gebracht. Paul war ein erfahrener Karpatenflysch-Geologe, der vor allem auf Grund von Verschiedenheiten in der Gesteinsausbildung und Gesteinsvergesellschaftung zu einem für die damalige Zeit interessanten Überblick über die geologischen Zonen des Wienerwaldes gekommen ist. Er stellte die jetzige Hauptklippenzone als Aufbruchzone der Unterkreide von Salmansdorf in großen Zügen bis zum Gölsental fest und erkannte vor allem die stete Begleitung der Klippenkalke mit den Hieroglyphen führenden, kieselligen, Kalksandsteinen und bunten Schiefen und Mergelschiefen (Gault, Kaumberger Schichten nach der neuen Auffassung). Aber die Abzweigung dieser Aufbruchzone über Hameau und Dreimarkstein zum bekannten Schieferzug am Sattel der Rohrwiese (380 m) — Kahlenbergdorf ist nicht richtig, da es sich im letzteren Stück um eine nördlichere Schieferzone, um die Eozänschiefer im Hangenden des Kablenberger Schichtenzuges, handelt. Die Zone der Unterkreide des N-Randes ist ähnlich wie bei Stur sehr betont.

F. X. Schaffers geologische Karte von Wien verzeichnet im Flysch unter Verzicht auf stratigraphische und tektonische Einstellung (auch Fallzeichen fehlen durchaus) bloß Sandstein- und Mergelkalkgebiete. Indem infolge Fehlens der Kalkklippen von Salmansdorf und bei der Waldandacht und des Zuges der begleitenden Schiefer diese morphologisch weit erkennbare, auch von Paul bereits betonte Schieferzone als Sandstein kartiert ist und mit dem Eozänsandstein der Höhe des Dreimarksteins zusammengezogen wurde, ist die genannte, geologisch genau begrenzte Tiefenzone auf der Karte nicht zu sehen. Bloß die Zone Leopoldsberg—Hermannskogel ist auf der Karte erkenntlich, mit der sie im S begleitenden Schieferzone (als Flyschsandstein kartiert). Auch die einheitliche Zone des Kammes Henberg—Satzberg, die aus den gleichen Kablenberger Schichten besteht, tritt nicht hervor. Aus den bloßen Grenzlinien zwischen Sandstein und Mergelkalk sind überhaupt die wahren Zonen nicht zu erkennen. Jedenfalls soll betont werden, daß der gesamte Flyschsandstein am E-Rand des Heuberg—Satzberg-Mergelzuges vollkommen verschieden ist von dem „Flyschsandstein“ der Gegend W Neustift, da die letztere Gegend von den Gesteinen der Klippenzone und deren Hülle gebildet ist.

A. Spitz' Karte 1910, enthält den der Aufhebung der Kalkzone (Kieselkalkzone und Frankenfelder Decke) unmittelbar benachbarten

Streifen des Flysches. Nahe der Aufschiebung liegen die im Flysch sonst gelegenen Klippen von Mauer, eingehüllt zwischen bunten Schiefermergeln. Deren Fortsetzung bilden die Klippen nordöstlich und südwestlich von Sulz. Auch diese sind von bunten Schiefeln und Mergeln umgeben (es wird zwischen Oberkreide und Eozän wohl keine definitive Grenze gezogen, doch sind Fallzeichen wertvoll, welche das Streichen in SW-Richtung, von einigen Querstörungen abgesehen, aufzeigen). Im wesentlichen handelt es sich um Laaber Schichten. Die der Kalkaufschiebung benachbarten Breccien im Flysch bedürfen wegen des Vergleiches mit ähnlichen Vorkommen noch eines weiteren Studiums.

Die Karte, von R. Jaeger, 1914, zeigt auf Grund glücklicher Fossilfunde und eingehender stratigraphischer Forschungen die zonare Anordnung der drei geologischen Elemente der N (Greifensteiner)-Decke nach Unterkreide, Oberkreide und Greifensteiner Sandstein und diese Zone in klarem Gegensatz zur Zone der eozänen „bunten Mergel und Sandsteine“, von welcher er von zahlreichen Stellen Nummulitenfunde erbringt. In der letzteren (Laaber) Zone erscheint aber nicht ausgeschieden die Zone der Unterkreide-Schichtglieder im SW und auch nicht die Zone der Klippen mit ihren Hüllgesteinen (z. T. sichere Unterkreide), wodurch Jaegers breite Zone der eozänen Schiefer eine spätere Aufgliederung erfahren hat. Seine Übersichtskarte 1 : 200.000 reicht gegen W bis zum Meridian von Altenmarkt.

1919 erschien die geologische Karte der niederösterreichischen Voralpen zwischen Mödling und Triestingbach von A. Spitz, welche nördlich der mehrfach gezackten Überschiebungslinie der kalkalpinen Decke auch einen Flyschstreifen enthält. Ohne nähere stratigraphische Unterscheidung werden angegeben: vorwiegend Sandsteine, Kalkmergel und Schiefer des Flysches und die Zonen der roten Schiefer; zahlreiche Fallzeichen. Im Raum vom Reisberg und Kleinmariazell können aber Oberkreide, Laaber Schichten und Unterkreide (Kaumberger Schichten) unterschieden werden. Wichtig ist die Lozierung der der Kalkaufschiebung nahen Klippen westsüdwestlich von Sulz, wobei ihr Zug südlich von bunten Schiefeln begleitet ist.

Auf Grundlage der stratigraphischen Beobachtungen durch Jaeger und sorgfältiger vergleichend-petrographisch-fazieller Studien und tektonischer Synthesen konnte Friedl 1920 in seiner Karte des östlichen Wienerwaldes 1 : 75.000 — im W reichend bis Wolfsgraben—Königstetten — eine scharfe zonare Gliederung des Flysches nicht nur nach tektonischen Decken, sondern auch innerhalb derselben nach stratigraphischen Einheiten durchführen. Unsere eigenen Auffassungen schließen mehrfach an Friedls Synthesen an, jedoch mit gewissen Abänderungen und Ergänzungen, die hier nur angedeutet werden. In der Greifensteiner Decke bzw. Teildecke ist, wie schon bei der Karte von Jaeger erwähnt wurde, die Zone des Greifensteiner Sandsteins durch Oberkreideschuppen noch weiter gegliedert. In der mittleren Decke, sogenannten Wienerwalddecke = Kahlenberger Teildecke, tritt die Zone der Kahlenberger Schichten von Klosterneuburg—Kahlenberg SW streichend bis ins Wiental oberhalb Purkersdorf in Erscheinung, begleitet im N und im S von je einem Saum der eozänen (Gablitzer) Schichten. An die letztere Zone ist aufgeschoben die Zone der (nördlichen) Seichtwasserkreide = Sieveringer Schichten. Auf Friedls Karte ist sie verfolghar vom Nußberg (Kahlenberggerdorf) bis zum Gelbenberg (östlich von der Rudolphshöhe, SW Weidlingau); aber hier spitzta sie sich nicht aus, wie er angibt. Die Sieveringer

Schichten ziehen über die Sandsteinkuppen des Feuersteins, Frauenwartberg usw. weiter, als deutliche Zone stets nördlich der Hauptklippenzone durch das ganze Kartenblatt Baden—Neulengbach bis zum W-Rand (Gern) durch. Die zonar weiterstreichenden Sievinger Schichten bilden eine Schuppenaufschubung auf die südliche Zone der Gablitzer Schichten.

Die Hauptklippenzone kommt in Friedls Karte kartographisch nicht zur Geltung. Zu den von ihm nur eingezeichneten Klippen Salmansdorf—Waldandacht sind ja inzwischen viele neue dazugekommen. Wenn auch in der Hauptklippenzone Gesteine der Unterkreide verschuppt sind, teilweise mit eozänen Laaber Schichten, teilweise mit Oberkreide, so ist auch angesichts der zahlreichen neuen Granitscherlinge kein Zweifel an dem Vorhandensein einer mit einer Aufpressung aus der Tiefe verbundenen Teildeckenaufschubung (Hauptklippenzone), so daß die alte Auffassung Pauls wieder einigermaßen lebendig wird, während Friedl gerade in dieser Zone die „bunten Schiefer des Eozäns“ als jüngste Schichtglieder des Eozäns überhaupt und daher als Muldenregion unterbringen möchte. Die bunten Schiefer können hier eozäne Fetzen darstellen. Es gibt aber sicher auch bunte Schiefer, welche der unmittelbaren Klippenhülle (zwischen Neokom bis Gault) angehören und in der Vergesellschaftung mit Quarziten und kieseligen Kalksandsteinen auftreten, die wir in den Kaumberger Schichten besonders angetroffen haben. Friedls Klippendecke, die Klippen von Ober-St. Veit und des Tiergartens, stellt eine gesonderte Aufschubung südlich der Hauptklippenzone dar.

Daß zwischen der Hauptklippenzone und den Tiergartenklippen die Oberkreideaufbrüche aus den Laaber Schichten noch den faziellen Charakter der Kahlenberger Schichten zeigen, konnten wir (mit Friedl) für den Kaltenbründlberg—Satzberg—Heuberg-Zug bestätigen. Innerhalb dieser letzteren Klippenzone selbst sind diese von der Oberkreide-Klippenhülle in der Fazies des Hütteldorfer Sandsteins (mit den bunten Schiefeln) = Seichtwasserkreide Friedls, begleitet, welche Gesteine offenbar an den früher genannten Oberkreidezug aufgeschoben sind.

Eine gesonderte Aufschubung weiterer Klippen bilden die Klippen von Mauer, wobei zwischen ihnen und den Tiergartenklippen wieder Laaber Schichten durchstreichen. F. Trauths Übersichtskarte (1923) des Lainzer Tiergartens bringt weitere ergänzende Details zur Karte von Friedl für diesen Raum. Die Kahlenberger Schichten des Zuges Rohrhaus—Kaltenbründlberg werden von der Oberkreide des Klippenflysches (grobe Sandsteine, Kalkschiefer, Mergelschiefer) überschoben. Die SW streichende Zone des Klippenflysches mit dem Schwarm der Klippen (Rhät—Neokom) und die vom gleichen Flysch begleiteten Klippen W Mauer zeigen gegen SW streichende Zonen, die sich gegen W rasch ausspitzen.

Die ausgezeichnete Detailkarte von F. Trauth der Klippenregion des Lainzer Tiergartens (1928/29), zirka 1:15.000, enthält Angaben über die zahlreichen Nummuliteufunde im Eozän. Wichtig ist der Eozännachweis namentlich zwischen den beiden Klippengebieten vom Tiergarten und von Mauer. Die Trennung der Kahlenberger Schichtenzone des Kaltenbründlberges von dem Oberkreide-Klippenhüllflysch des Tiergartens ist auf eine längere Strecke nordöstlich vom Kaltenbründl durch einen Laaber Schichtenzug bewirkt.

Auch 1930 bot Trauth in einer geologischen Karte des gleichen Gebietes weitere Verfeinerungen des Kartenbildes und Angaben über zahlreiche Nummulitenfunde (u. a. Dreihufeisenberg, Brandberg, Johannserkogel, NE Mariabrunn), was die Laaer Schichten dartut und die gleichzeitigen und späteren Begehungen Götzingers bestätigt.

1929 war die geologische Karte der Umgebung von Wien von C. A. Bobies und L. Waldmann herausgegeben worden. Sie stellt trotz des gleichen Maßstabes, von wenig Abänderungen abgesehen, eine vereinfachte Kopie der 1920 ersobienenen Karte von Friedl dar, mit weniger Einzelheiten gegenüber der Karte von Friedl, wobei nur wenige Fallzeichen von letzterer Karte übernommen sind. Das Abschneiden der Seichtwasserkreide (= Sieveringer Schichten) bei Weidlingau wird sogar nicht in der Form einer allmählichen Ausspitzung, wie auf Friedls Karte, sondern in einer rundenlichen Begrenzungslinie angegeben. Wie erwähnt, setzen sich aber diese Sieveringer Schichten weiter gegen SW bis WSW kilometerweit knapp am N-Saum der Hauptklippenzone fort. Auch die Fundorte von Fossilien von Jaeger und Friedl sind nicht übernommen.

P. Solomonica, 1934, Karte der Kieselkalkzone und des Höllensteinzuges zwischen Kalksburg und Grub, verzeichnet im Flysch vor der kalkalpinen Aufschubung zahlreiche Nummulitenfundplätze im Laaer Sandstein. Unsere Auffassung der Oberkreide am E-Hang des Reisberges wird durch Funde von Helminthoideen von Solomonica bestätigt. Desgleichen bestätigen wir das Durchlaufen der Oberkreide im Zinswald S Kleinmariazell (Inoceramenbruchstücke), offenbar in der Fortsetzung des Vorkommens vom Reisberg.

Literaturhinweise

Literatur bis 1932

zusammengestellt in: G. Götzinger und H. Becker, Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. Jahrbuch der Geol. B. A. 1932, S. 393 ff.; daraus wird nur das Wichtigste und auf den Text der Arbeit Bezüglihe wiederholt.

- 1894 D. Stur, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien.
 1898 C. M. Paul, Der Wienerwald. Jb. Geol. R. A. 1898, S. 53—178.
 1904 F. X. Schaffer, Geologie von Wien, I. Teil (mit Karte).
 1910 A. Spitz, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitt. Geol. Ges. Wien, 3. Bd. (mit geol. Karte).
 1914 R. Jaeger, Grundzüge der stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges., 7., S. 122—172 (mit Literaturzusammenstellung).
 1919 A. Spitz, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach (mit geol. Karte 1:25.000). Mitt. Geol. Ges., 12.
 1920 K. Friedl, Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 13., S. 1—80 (mit Literaturzusammenstellung).
 ab 1920 G. Götzinger, Aufnahmeberichte über Blatt Baden—Neulengbach. Vh. Geol. B. A. 1921, 1922, 1924, 1925, 1927—1933, 1935, 1936, 1938, 1939.
 1922 F. Trauth, Geologische Beobachtungen im östlichen Wienerwald. Mitt. Geol. Ges., 15., S. X—XII.
 1923 F. Trauth, Die geologische Geschichte des Lainzer Tiergartens und seiner näheren Umgebung. Schulwissensch. Verlag Haase, Wien.
 ab 1924 G. Götzinger, Aufnahmeberichte über Blatt Tulln, Verh. Geol. B. A. 1925, 1926, 1927, 1929—1933, 1935, 1936, 1938, 1939.

- 1928 F. Trauth, Die Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges., 21., S. 35—132.
 1929 C. A. Bobies und L. Waldmann, Geologische Karte der Umgebung von Wien.
 1930 F. Trauth, Geologische Karte des Lainzer Tiergartens und seiner Umgebung; in: R. Amon, Der Lainzer Tiergarten und seine Umgebung. Verlag für Jugend und Volk.
 ab 1930 G. Götzinger, Aufnahmebericht über Blatt St. Pölten, Verh. Geol. B. A. 1931, 1932.

neueste Literatur ab 1932

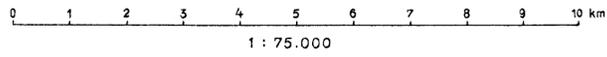
- 1933 G. Götzinger und H. Becker, Zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches östlich der Traisen. Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math. nat.-Kl., Nr. 3.
 1934 A. Liehus, Neue Foraminiferen-Funde aus dem Wienerwaldflysch. Verh. Geol. B. A. S. 65—70.
 1934 P. Solomonica, Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. Geol. Ges. Wien, 27., S. 1—118.
 1934 G. Götzinger und H. Becker, Neue Fahrtenstudien im ostalpinen Flysch. Senckenbergiana, 16., S. 77—94.
 1940 A. F. Tauber, Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. Mitt. Bodenf. Wien, Bd. 1, S. 145—154.
 1944 G. Götzinger, Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. Berichte d. R. A. f. Bodenf. 1944, S. 73—80.
 1944 G. Götzinger, Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. Berichte d. R. A. f. Bodenf. 1944, S. 139—160.
 1949 G. Götzinger, Bericht Arbeitsgemeinschaft Flysch. Vergleichende Bereisungen im Flysch des Wienerwaldes. Verh. Geol. B. A., S. 24—27.
 1949 G. Götzinger, Aufnahmebericht über Blatt Baden—Neulengbach, Tulln und St. Pölten. Verh. Geol. B. A. S. 46—49.
 1949 G. Götzinger, Bericht Arbeitsgemeinschaft Flysch (1948). Vergleichende Bereisungen im Flysch des Wienerwaldes. Verh. Geol. B. A. S. 24—27.

Inhalt

	Seite
Vorbemerkungen	223
A. Überblick über die neuen Fossilfunde nach ihrer stratigraphischen Reihung	224
Unterkreide (Neokom, Gault)	224
Nordzone (Greifensteiner Teildecke)	224
Klippenzonen der Laaber Teildecke, auch „Klippenzonen des Wienerwaldes“	225
Kaumberger Schichten, Unterkreide, z. T. Gault	226
Oberkreide	226
Nordzone (Greifensteiner Teildecke)	226
Mittelzone (Kahlenberger Teildecke)	227
Oberkreide der Sieveringer Schichten	229
Oberkreide S der Hauptklippenzone	229
Sonstige Aufbrüche der Oberkreide im Bereich der Laaber Teildecke.....	230
Eozän	230
Greifensteiner Sandstein	230
Gablitzer und Laaber Schichten	233
B. Verzeichnis der neuen Fossilfundpunkte im Wienerwaldflysch	235
C. Zonäre Gliederung des Wienerwaldflysches auf Grund der Fossilfunde	261
Literaturbinweise	271

Karte der neuen Fossilfunde im Wienerwaldflysch

von Dr. Gustav Göttinger
(Geol.Karte z.T.vereinfacht.)



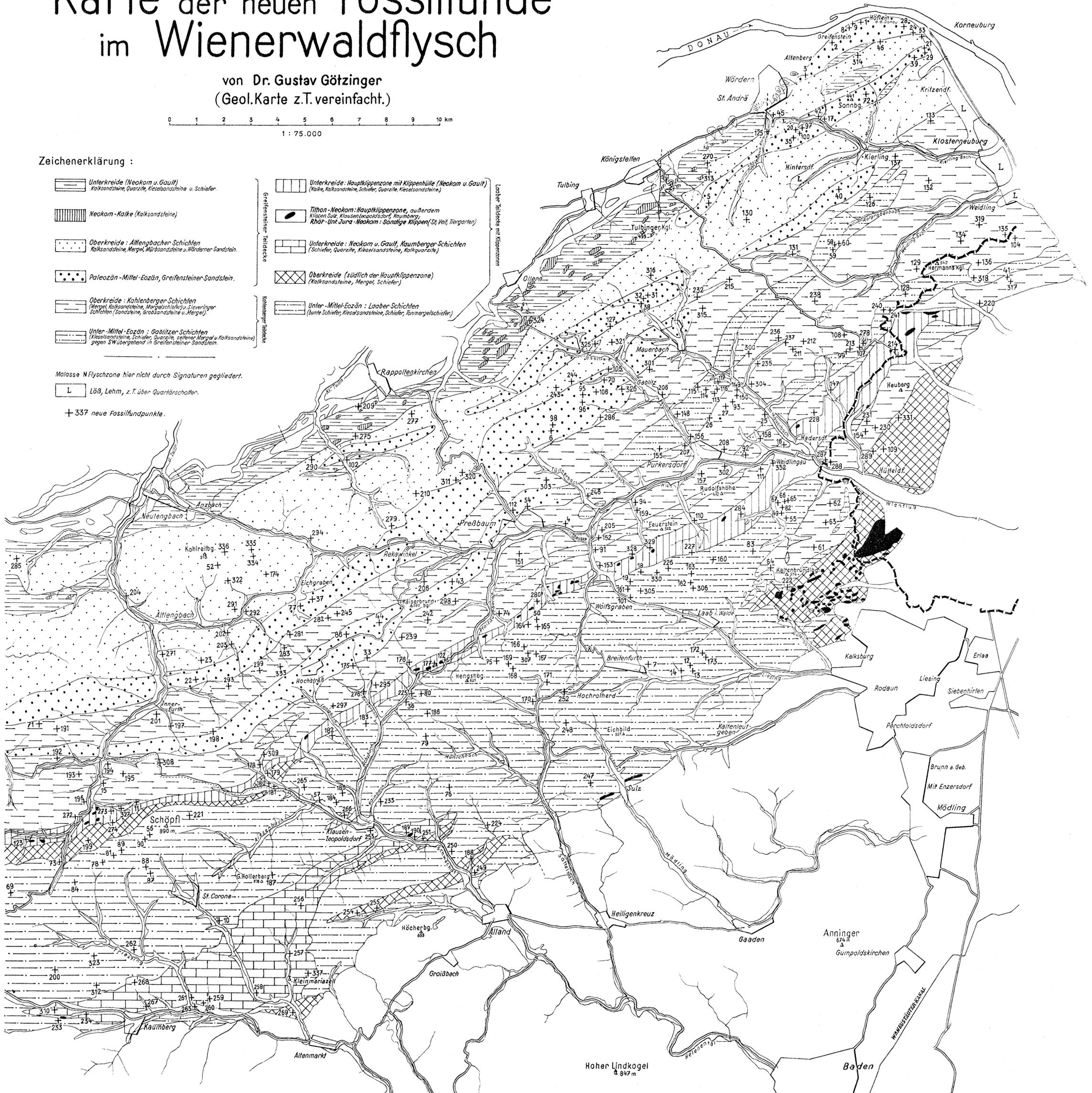
Zeichenerklärung:

- Unterkreide (Neokom u. Gault)
Kalksandsteine, Quarzite, Kieselsandsteine u. Schiefer.
- Neokom-Kalke (Kalksandsteine)
- Oberkreide: Allengbacher Schichten
Kalksandsteine, Mergel, Mürbsandsteine u. Wärdler Sandstein.
- Paleozän-Mittel-Eozän, Greifensteiner Sandstein.
- Oberkreide: Kahlenberger Schichten
Mergel, Kalksandsteine, Mergelschiefer, Süsswässer Schichten (Sandsteine, grobsandsteine u. Mergel).
- Unter-Mittel-Eozän: Gablitzer Schichten
Kieselsandsteine, Schiefer, Quarzite, seltener Mergel u. Kalksandsteine gegen SW übergehend in Greifensteiner Sandstein.
- Unterkreide: Hauptklippenzone mit Klippenhülle (Neokom u. Gault)
(Kalk, Kalksandsteine, Schiefer, Quarzite, Kieselsandsteine)
- Tithon-Neokom: Hauptklippenzone, außerdem Klippen Sulz, Klausen, Leopoldsdorf, Raumberg, Rhät-Unter-Jura-Neokom: Sonstige Klippen (St. Veit, Tiergarten)
- Unterkreide: Neokom u. Gault, Kaumberger Schichten
(Schiefer, Quarzite, Kieselsandsteine, Kalkquarzite)
- Oberkreide (südlich der Hauptklippenzone)
(Kalksandsteine, Mergel, Schiefer)
- Unter-Mittel-Eozän: Laaber Schichten
(unte Schiefer, Kieselsandsteine, Schiefer, Kammargelschiefer)

Molasse N Flyschzone hier nicht durch Signaturen gegliedert.

L Löss, Lehm, z.T. über Quarzflursschotter.

+ 337 neue Fossilfundpunkte.

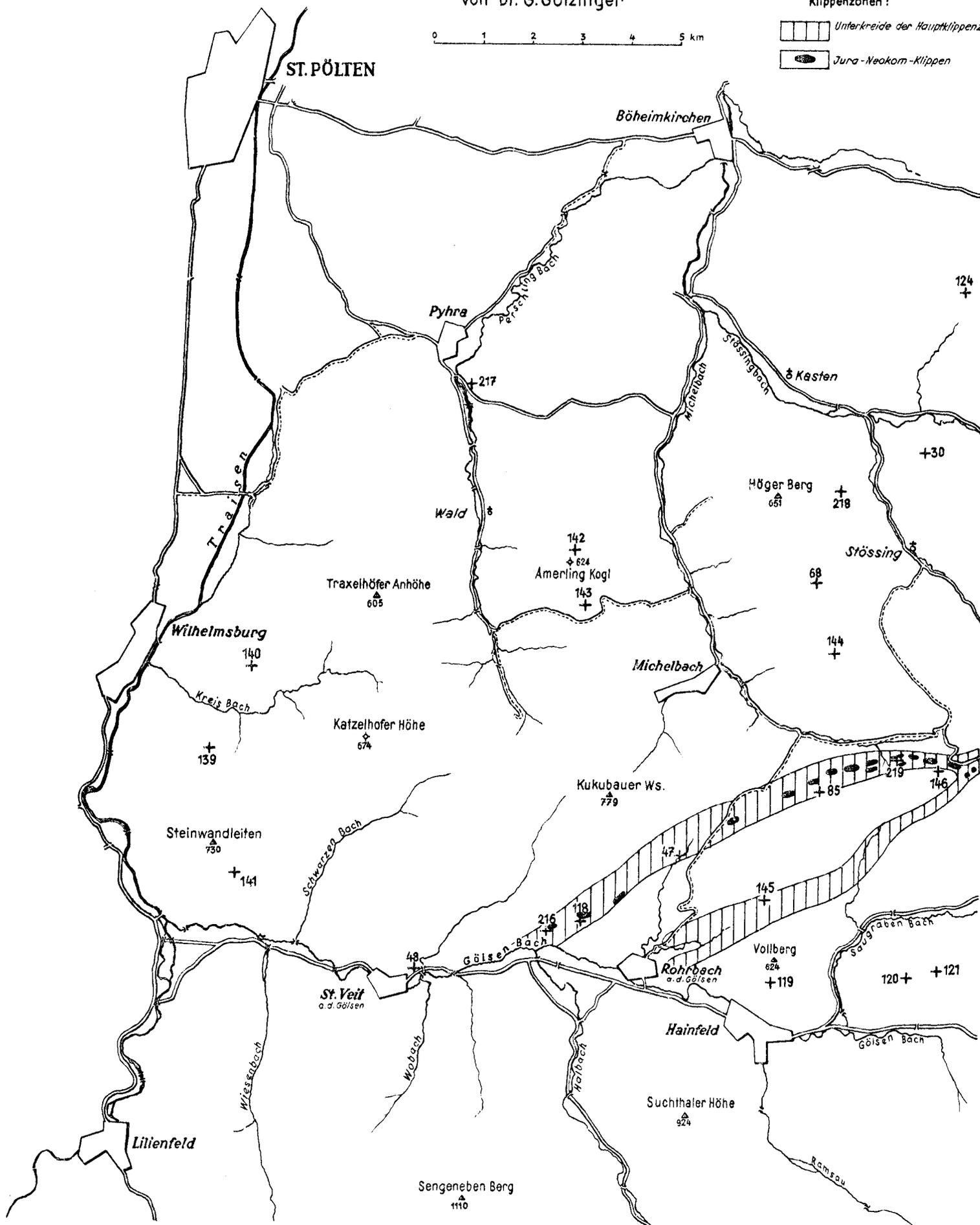
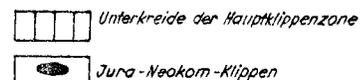


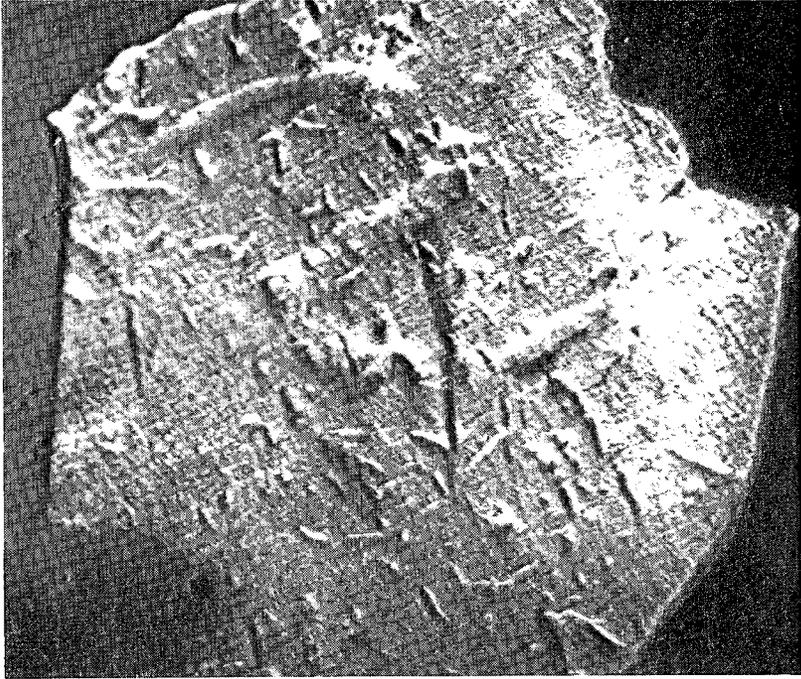
Neue Fossilfunde aus dem Flysch vom Ostteil des Bl. St. Pölten

von Dr. G. Götzing

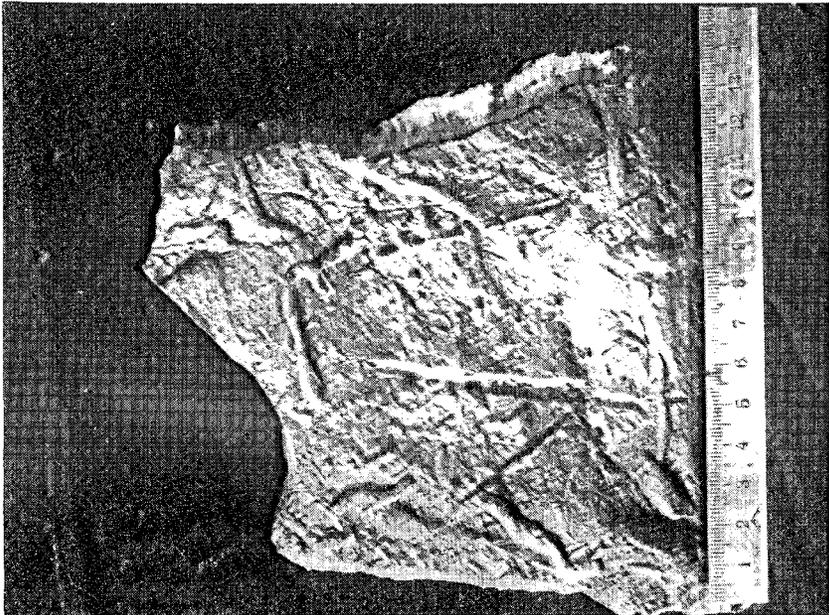


Klippenzonen:

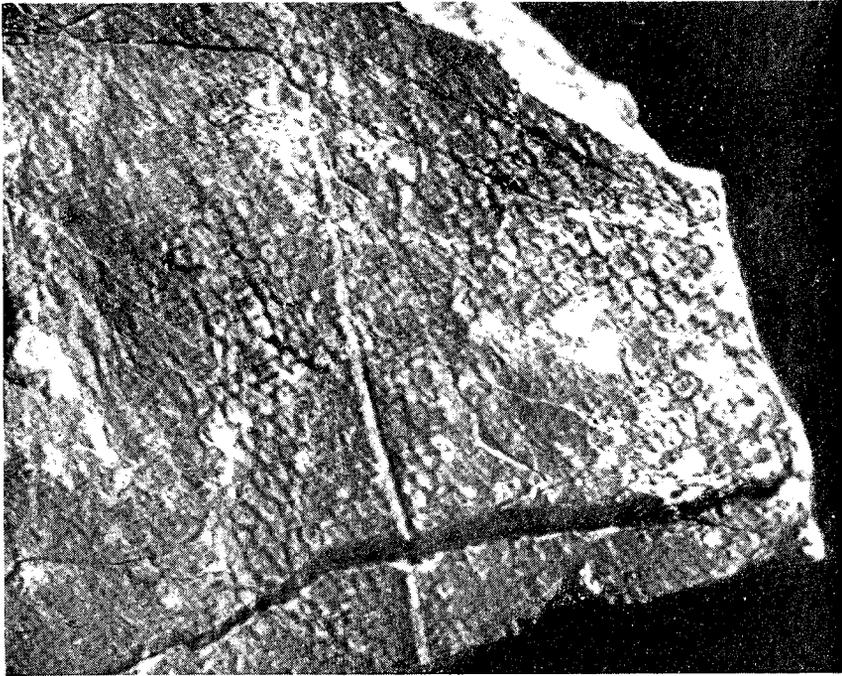




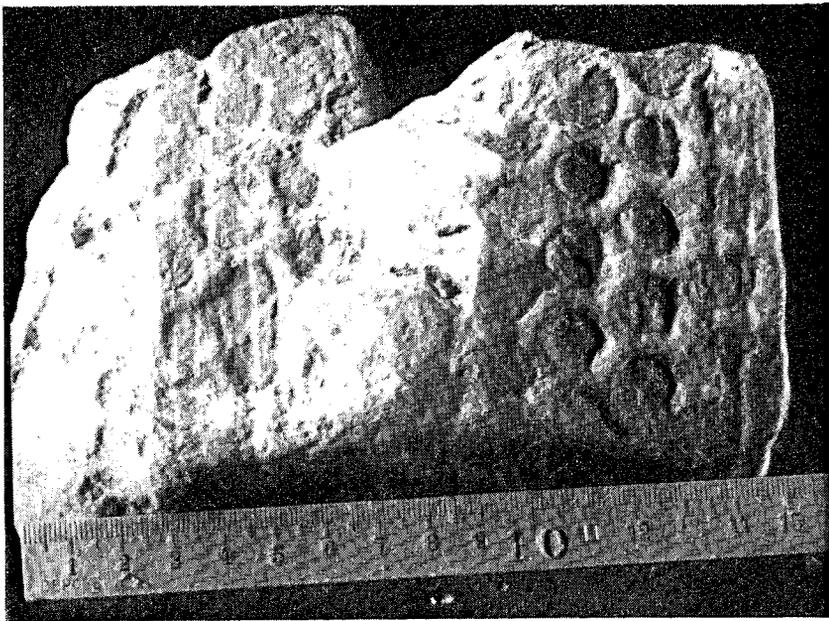
a) Klein-Hieroglyphen im Neokom-Schiefer, Riederberg (Vergrößerung 9 : 5).



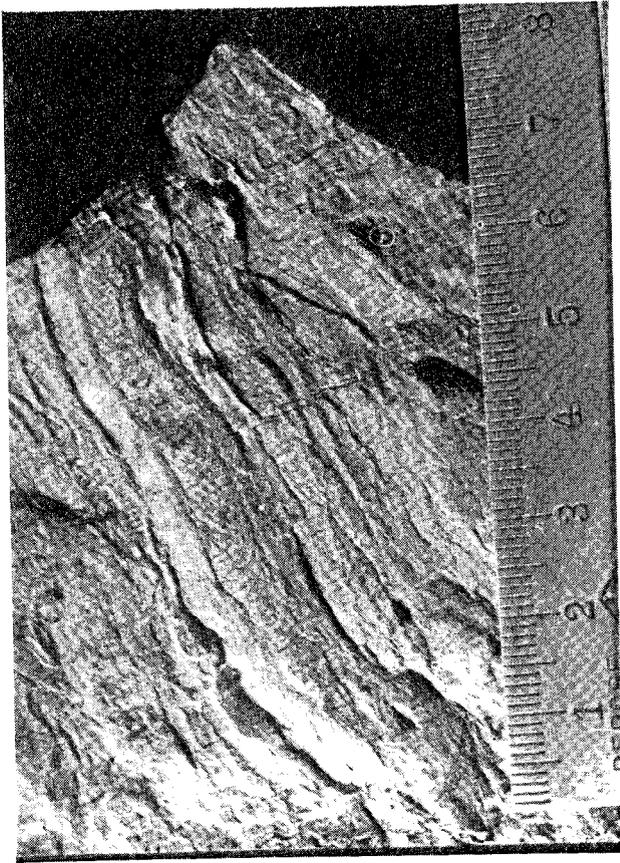
b) Typische Hieroglyphen auf klobig-rissigem Unterkreide-Quarzit der Kaumberger Schichten, E Klausen Leopoldsdorf.



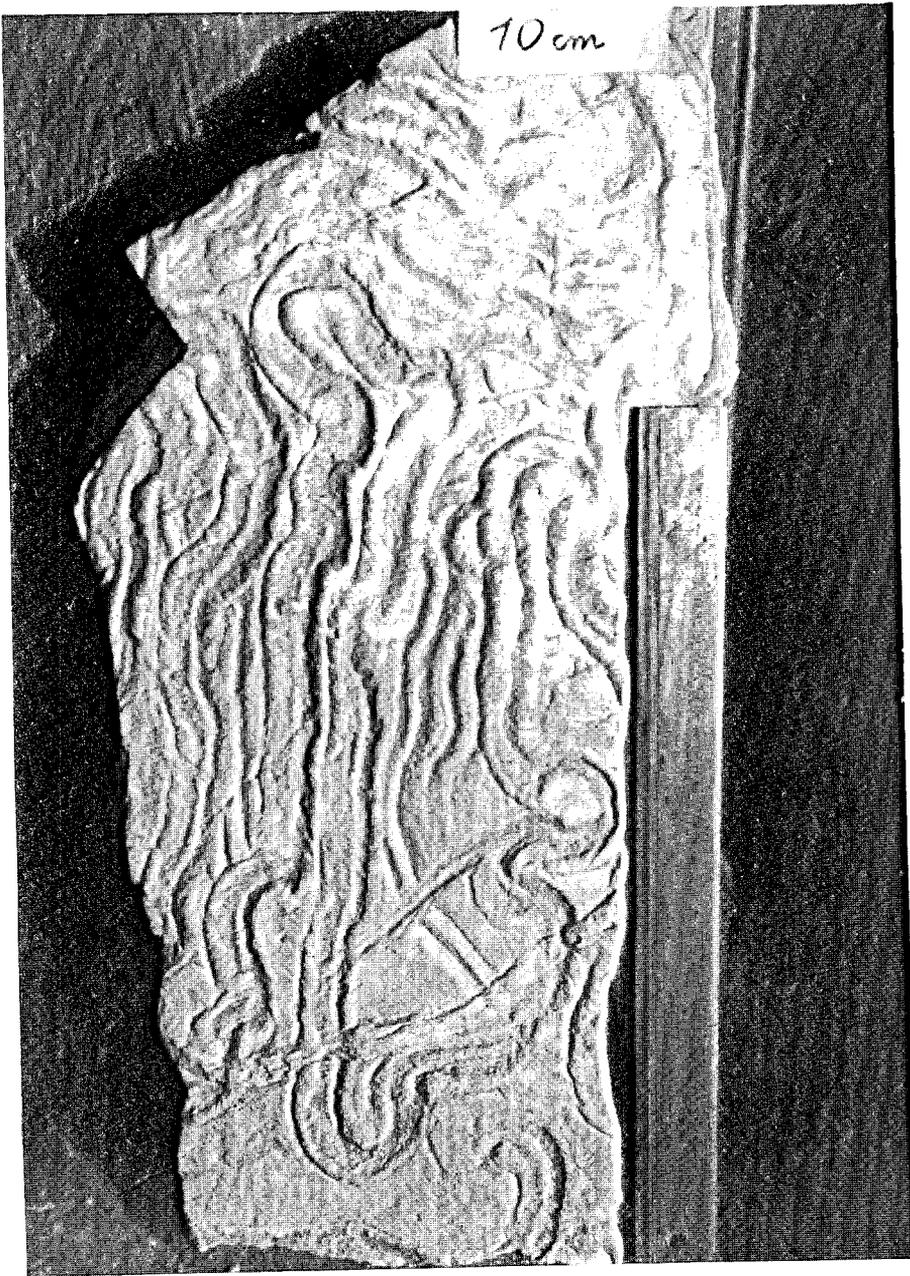
a) *Paleodictyon* (feinmaschig) auf Gault-Quarzit, Graben E Ht. Sattelberg bei Preßbaum, Vergrößerung 9:5 (Fund Prey, 1949)



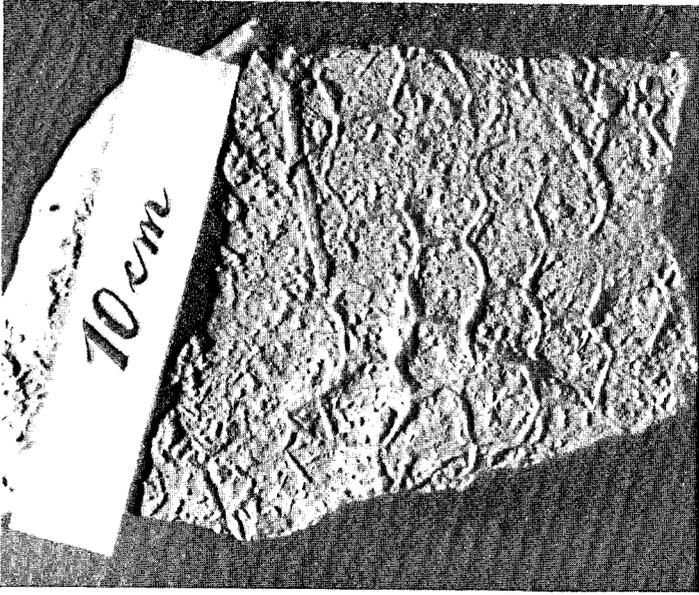
b) *Paleodictyon* auf Unterkreide-Quarzit aus den Kaumberger Schichten, aus dem Flußschotter E Station Kaumberg (Fund Oberlehrer Kern, Thenneberg).



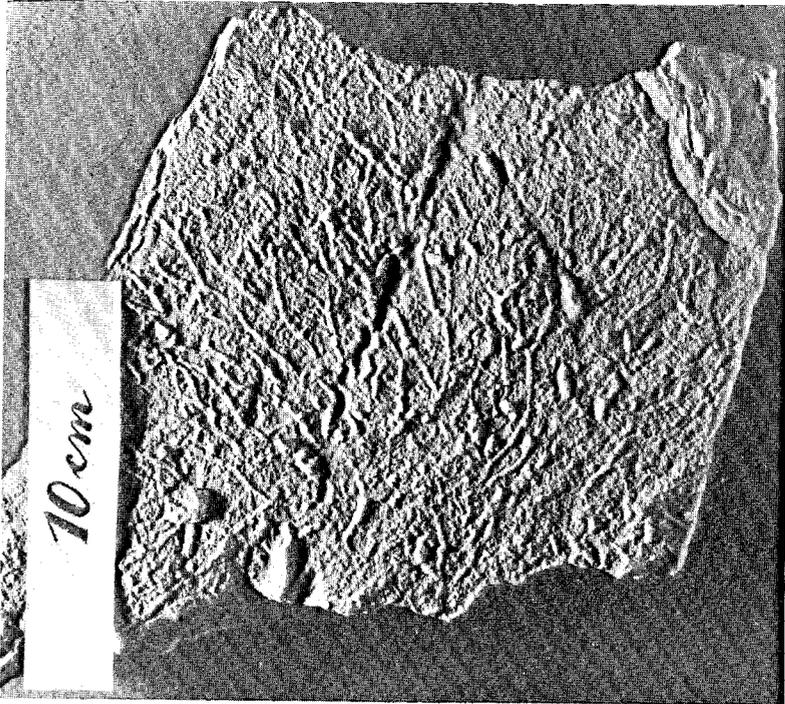
Neue dreigliederige Gastropodenfährte (mit Streifung im Mittelband), Kahlenberger Schichten, Steinbruch Dammbachtal bei Unter-Tullnerbach.



Fährte von *Palaeobullia* im Greifensteiner Sandstein, Steinbruch Poppenwald bei Kierling.



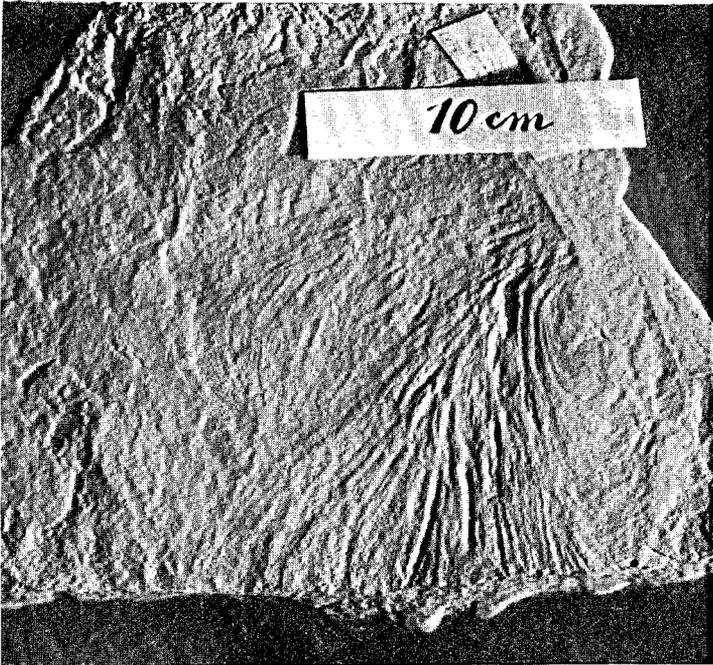
a) *Palaeodictyon* (Ausgubform) im Greifensteiner Sandstein,
Steinbruch im Poppenwald bei Kierling.



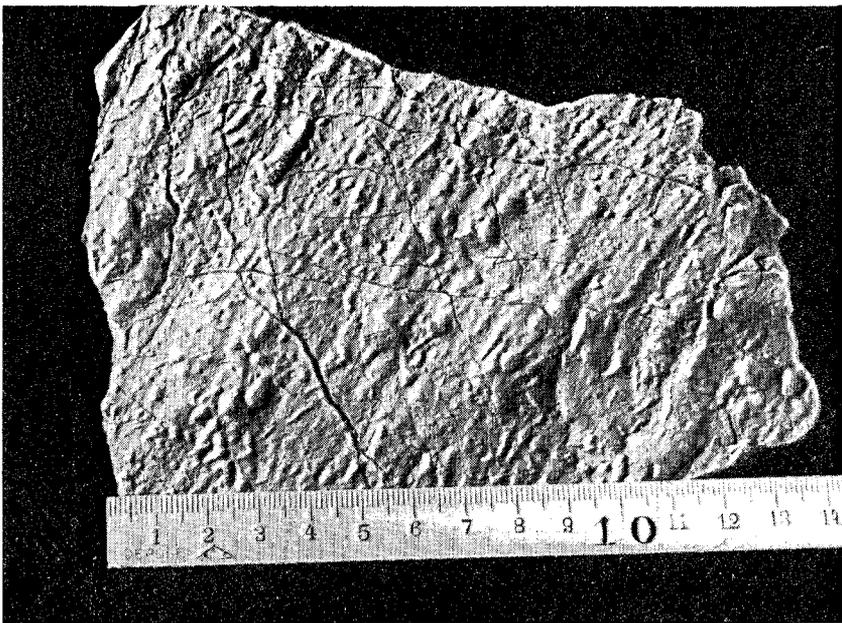
b) Fiederförmig angeordnete Hieroglyphen mit *Subphyllochora*
(Ausgubformen) [unters], Greifensteiner Sandstein, Steinbruch zur
Schließstätte, Eichgraben.



Palaeobullia, Originalplatte im Steinbruch im oberen Margraben oberhalb Gugging.



a) *Taonurus*, Greifensteiner Sandstein, Weidlingbachtal bei Preßbaum.



b) Hieroglyphen auf eozänem kieseligem Sandstein (mit Riefelung durch Strandsog), Ausgüßform, Laaber Sandstein, S Klausen Leopoldsdorf.