

# Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein.

Von Walter v. Senarclens-Grancy, Ankara.

Mit 2 Karten.

## Inhalt.

	Seite
I. Einleitung und Zusammenfassung.....	1
II. Rezente Moränen .....	2
III. Frührezente Moränen.....	2
IV. Innere jungstadiale Moränen der Schattseite der Mieminger Kette .....	3
V. Äußere jungstadiale Moränen der Schattseite der Mieminger Kette .....	6
VI. Jungstadiale Spuren der Sonnseite der Mieminger Kette und des Wetterstein .	9
VII. Altstadialen .....	11

### I. Einleitung und Zusammenfassung.

Mehrjährige glazialgeologische Aufnahmen des Verfassers in den Deferegger Alpen, in der Venediger- und Hochalm Gruppe und in den Lienzer Dolomiten ergaben Gesichtspunkte für eine Gliederung der Stadialmoränen, welche insbesondere mit der ursprünglichen Prägung des Daunstadium in den „Alpen im Eiszeitalter“ nicht in Einklang zu bringen war.

Eine Beihilfe von seiten des Hauptausschusses des D. u. Ö. Alpenvereines, für welche aufrichtigst gedankt wird, ermöglichte mir im Sommer 1935 eine Begehung der Gebiete des Originaldaun in der Mieminger Kette und im Wetterstein.

In den nordseitigen Karen der Mieminger Kette liegen tiefe, rezente und frührezente Moränen. Damit wurde eine Vermutung bestätigt, welche sich aus dem Vergleichsstudium der topographischen und geologischen A.-V.-Karten der benachbarten Alpengebiete ergeben hatte. Damit fällt aber auch die bisher geltende Auffassung über hochgelegene Daunmoränen kleiner Gletscher in diesem Gebiet, die Auffassung, wie sie von den „Alpen im Eiszeitalter“ vertreten wird. Man ist hiedurch weiters gezwungen, die in den „A. i. E.“ als Gschnitzstadien bezeichneten Wälle als Daun oder als eine jungstadiale Gruppe zusammenzufassen.

Ferner sind Merkmale vorhanden, welche eine Unterscheidung der stadialen oder schlußeiszeitlichen (Schlußvereisungs-)Moränen in eine jungstadiale und eine altstadiale Gruppe ermöglichen.

Als topographisches Material, besonders für die Moränenkarte dienen vor allem die Meßtischblätter i. M. 1:25.000 des Militärgeographischen jetzt Kartographischen Institutes in Wien. Die nötigen Blätter wurden mir in dankenswerthem Entgegenkommen durch das Geographische Institut der Universität Graz zur Verfügung gestellt.

## II. Rezente Moränen.

Die innerste, östliche Karnische des Igels Kares und die westliche Karnische der obersten Seeben Alm bergen mächtige, fast völlig frische, rezente („1850“er) Moränenwälle und -absätze. Kleiner, aber ebenso deutlich und sicher ganz jung sind die innersten Moränen im Schwarzbach- und Brandl Kar und in der östlichen obersten Seeben Alm. Frischer Moränenschutt ohne klaren äußeren Rand liegt im Schwärz Kar S der Sonn Spitze.

Die Höhenlage dieser Moränen ist 2200—2100 *m*. So tief herab reichten vor acht bis neun Jahrzehnten in den schattigen Nischen mächtiger Felswände kleine, aber doch nicht unbeträchtliche Gletscherchen, während derzeit nach den Aussagen Einheimischer hier nur mehr Firnflecken übersommern.

Infolge günstiger Formung der Kare und wohl auch entsprechend der schmalen, nur sehr wenig massigen, kettenartigen Erhebung der Mieminger Berge, reichte die rezente Vergletscherung bedeutend tiefer herab, als in den vergleichbaren Karen der nördlichsten Stubaiyer Alpen, aber auch bedeutend tiefer als die derzeitigen Gletscherreste des nördlicheren, höher gelegenen, aber größtenteils flachen, gegen Stürme wenig geschützten Zugspitz-Platt.

Hier, am „Platt“, erstrecken sich die Moränen der bekannten Gletscher im S und O der Zugspitze von etwa 2600 bis 2400 *m* herab.<sup>1)</sup> Zwischen den beiden Teilen des Schnee- oder Plattach-Ferners und besonders im O des südlichen Eislappens dehnen sich weite bewuchslose, felsige Flächen aus, die in den 1850er Jahren zweifellos völlig verfirnt und zum Teil vergletschert waren. Infolge der Karformung, zumal infolge der oft nur geringen Höhe der Karumrahmung, setzte die Bildung typischer Moränenwälle hier auf längere Strecken aus. Erst unter dem Kamm, der sich von der Wetterspitze gegen das Gatterl herabsenkt, ist ein deutlicher, in etwa 2130 *m* Höhe endender frischer, rezenter Wall zu beobachten.

In den „A. i. E.“ wird S. 340 ff. die Höhe der auch für die Stadien maßgeblichen Schneegrenze im Gebiet des Zugspitz-Platt auf 2630 *m* geschätzt. Wollte man an dieser Auffassung festhalten, so muß man eben in Hinsicht auf die später zu erörternden älteren Stadien sich zumindest vergegenwärtigen, daß bereits vor 80—90 Jahren die rezenten Gletscher bis zu 400—500 *m* unter diese Schneegrenze gereicht haben.

## III. Frührezente Moränen.

Im obersten Igels Kar schließt unmittelbar an den rezenten Wall in 2100 *m* Höhe eine wallarme, einheitliche Schuttmasse von mittelgrobem und grobem Blockwerk an, welche talaus an einem von Moränendecken und -wällen freien Gelände scharf absetzt. Die äußeren Partien dieses Moränenschuttes sind gleich wie der benachbarte Karboden bewachsen, die inuere

<sup>1)</sup> Eingehende Studien waren mir im Zugspitz-Platt nicht möglich, ich konnte im Verlauf meiner nur einwöchentlichen Begehung des gesamten Gebietes vom „Platt“ nur dessen südöstlichen Teil in der Nähe des Gatterl übersehen. Nur zur Ergänzung der Übersicht wurde das übrige Platt der Moränenkarte angefügt auf Grund der Darstellung der Karte des topogr. Büros des k. bayr. Generalstabes und vorzüglicher Lichtbilder, welche mir von der Bücherei des D. u. Ö. Alpenvereins in München in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt wurden. — Aber die Darstellung der Gletscher entspricht hier, in der Moränenkarte, natürlich Verhältnissen, welche einige Jahrzehnte zurückliegen.

sind bewuchsarm, z. T. bewuchsfrei. Hier übersommern gelegentlich noch Firnreste und lagen in den 1850er Jahren wohl noch größere Firnflecken.

Der Unterrand dieser Moräne verläuft in etwa 2000 *m* Höhe oder etwas tiefer. Dabei blieb der ehemals zugehörige Gletscher noch ganz im Bereich des Schattens und des Windschutzes der südlichen Felswände. Zur Bildung dieses Gletschers ist keine Senkung der Schneegrenze von einem wie für die älteren Stadien nötigen Ausmaß vorauszusetzen, sondern nur eine Senkung, welche die der 1850er Jahre ein wenig übertraf.

Dieser Umstand und die ausgesprochen scharfe Absonderung der Moräne von älteren stadialen Bildungen erscheinen hinlänglich, die Moräne auch ohne historische Befunde — die hier fern menschlicher Siedlungen oder wirtschaftlich wichtiger Flächen kaum zu erhoffen sind — als jünger-frührezent oder Fernaumuräne des 17.—18. Jahrhunderts anzusprechen.

Weitere prächtig deutlich ausgeprägte Moränen dieser Art liegen im Schwarzbach Kar, Brandl Kar und in der oberen Seeben Alm, hier bis zum Drachen See herabziehend (Höhe eines zungenförmigen Moränenendes am See etwa 1900 *m*). Allerdings ist, aus später anzuführenden Gründen, die natürliche Absonderung dieser frührezenten Moränen von dem talans befindlichen Schutt nicht überall so scharf wie im Igels Kar, an dessen Verhältnisse die Wallanordnung im Schwarzbach Kar noch am ehesten heranreicht.

Ansonsten aber sind alle hier angeführten und in der Moränenkarte als frührezent verzeichneten Vorkommen durchaus durch die an der Moränengruppe des obersten Igels Kares angeführten Merkmale gekennzeichnet.

Die in den „A. i. E.“ (S. 337 ff.) in den innersten Hochkaren der Mieminger Kette — und z. T. genau an Stelle der hier als jünger bezeichneten Stände — angeführten, auch in einer kleinen Kartenskizze (S. 340) fixierten Daunmoränen sind demnach fast durchwegs nicht stadiale, sondern frührezente und rezente Moränen.

Im südlichen Zugspitz-Platt liegt, anschließend an den rezenten Wall bei „2130“ Schutt von Bergstürzen, der stärker als die genannte Moräne bewachsen ist und der Formung nach wohl auf Firn oder Eis zur Ruhe kam. Das Zugspitz-Platt dürfte während der frührezenten Gletschervorstöße vornehmlich ausgedehnte Firnfelder besessen haben.

Den Sexponierten Karen der Mieminger Kette und des Wetterstein Kammes fehlen rezente oder frührezente Moränen, teils infolge ungünstiger Formung des Geländes, teils infolge zu geringer Höhe der Karböden.

#### IV. Innere jungstadiale<sup>1)</sup> Moränen der Schattseite der Mieminger Kette.

Im Igels Kar liegt vor der Stirn der frührezenten Moräne eine vielfach ebene und klar zu überschende felsige Fläche zwischen den Isobypsen 2000 bis 1800 *m* („20—18“). In Ermangelung größerer Bäche und infolge des Schuttreichtumes der mächtigen Kalk- und Dolomitwände ist anzunehmen, daß auf dieser Fläche des Igels Kares wesentliche stadiale Wälle erhalten bleiben konnten, sofern sie überhaupt abgelagert wurden.

Da auf dieser Fläche vor der Stirn der rezent-frührezenten Wallgruppe, also in der Richtung der Bewegung wesentlicher großer Eismassen, Stirn- oder stirnnahe Uferwälle vollkommen fehlen, so ist folgendes zu erschließen:

<sup>1)</sup> Die Erklärung der Bezeichnung „jungstadial“ folgt weiter unten.

Erstens, daß sich das Rückschmelzen des Eises in einer gewissen jüngeren oder jüngsten Phase der stadialen Vergletscherung ohne Pause vollzog, und zweitens, daß der innerste Stand der Phase des stadialen Eistrückganges zumindest talaus der erwähnten Karfläche gelegen haben muß.

Allerdings setzen N dieser Karfläche steilere Hänge ein, in welchen man gut erhaltene Wälle oder Wallgruppen nicht mehr erwarten darf; auch vereinigen sich hier die Gerinne zu größeren Bächen. Gleichwohl ist durch die Größe der oben erwähnten wallfreien Fläche auch ungefähr die Größe des innersten stadialen Gletschers gekennzeichnet. Er dürfte in etwa 1600 bis 1700 m Höhe geendet haben. Diesem Gletscherstand sind die fast parallelen kleinen Mittelwälle O des Igels Kopf zuzuordnen, und, da der Gletscher gegen sein Ende zu nur mehr die mittleren Talgehänge erfüllen konnte, die seitlichsten aber freilassen mußte, auch die inneren groblockigen kuchenförmigen Moränen zwischen diesen Mittelwällchen und dem Igels Kopf.

Auch im Schwarzbach Kar liegt vor dem westlichen Teil der frührezenten Moränen wallfreies Gelände. Daran schließen nach N zu S-exponierte Karabsätzchen mit leichtgewelltem, kaum einem besonderen Stand entsprechenden Moränenschutt. Stirnwälle sind hier nahezu vorhanden, aber sie kennzeichnen, wie aus dem Kartenbild klar ersichtlich ist, nicht das Ende des Eisstromes der Hauptfurche des Kares, sondern nur den Teil einer Eismasse, die infolge rascheren Abschmelzens, und dieses infolge der ungünstigen Form des Karabsätzchens und der S-Exposition — sich etwas früher vom großen Gletscher ablöste.

NO und tief unter diesen Absätzen folgen in ganz ähnlicher Lage wie am Ausgang des Igels Kares kleine fast parallele Mittelmoränen mit einem klaren, westlichen Uferwall. Diese Moränen können wie im Igels Kar nur dem jüngsten stadialen Gletscher der Karhauptfurche zugeordnet werden, der gleichfalls auch etwa bis in 1700—1600 m hinabreichte.

Ebenso fehlen in der oberen Seeben Alm in der Umgebung des Drachen Sees Stirnwälle nahe vor den frührezenten Moränen und in der Richtung des hauptsächlichlichen Eisabflusses. Die Verebnungen dieses Gebietes sind zwar stellenweise von Moränen erfüllt; aber es sind nur Mittel- und Uferwälle festzustellen. Auch die Reihe knapp aneinandergeschlossener Bogen W der Coburger Hütte ist keine Endmoräne im oben erfordernten Sinn, sondern nur eine Gruppe von Mittelmoränen, welche durch Steilhänge im N und S begrenzt und nach Art eines Stirnwalles scharf abgeschnitten sind. Insbesondere die wallfreie Felsbarre N des Drachen Sees, auf welcher die Coburger Hütte steht, läßt annehmen, daß der innerste, jüngste stadiale Gletscher bis in die Nähe des Seeben Sees hinabgereicht hat. Ein kleiner Wall (neben dem „S“ von Seeben Alm) in etwa 1670 m Höhe dürfte nahezu noch auf diesen Gletscher zurückzuführen sein.

Grundsätzlich andere Verhältnisse weisen das Brandl Kar und das Schwärz Kar S der Sonn Spitze auf. Hier ist das Vorfeld der frührezenten und rezenten Moränen mit stadialen Wällen erfüllt und die innersten, z. T. wohl auch durch lokale Bergstürze bedingten Wälle liegen so nahe vor den genannten jüngeren Moränen, daß die Trennung der Wallgruppen nicht immer leicht fällt.

Es ist bemerkenswert, daß im weit geöffneten, aber durch mächtige Wände geschützten Brandl Kar die innersten (nicht durch lokale Bergstürze bedingten) stadialen Stirnwälle — immer in der hauptsächlichlichen Abflußrichtung — von den frührezenten Moränen noch 500—700 m entfernt sind, hingegen in

dem weit geöffneten und nur von wenig hohen Wänden umrahmten Schwarz Kar nur mehr etwa 250 m.

Man kann diese Beobachtungen nun folgendermaßen zusammenfassen:

1. Ist ein Hochkar tief in den Gebirgskörper eingeschnitten, allseitig von hohen Wänden umrahmt, für den Zusammenstau der Eismassen günstig geformt, dann sind nicht nur die Bedingungen zur Bildung großer stadialer Eisströme gegeben. Sondern es tritt dann weiters auch die Erscheinung ein, daß während der stufenweisen Verbesserung des Klimas der dicke und daher langsam rückschmelzende Gletscher nicht frühzeitig schon reduziert wird, sondern daß bis zur Phase des letzten innersten, wesentlichen Standes noch bedeutende Gletscher erhalten bleiben. (Der Rückgang nach diesem letzten Stand erfolgt dann rasch, pausenlos, über größere Flächen hinweg, soweit nicht etwa lokale Bergstürze besondere Bedingungen schaffen.)

2. Ist umgekehrt ein Hochkar nur seicht in den Gebirgskörper eingeschnitten, ist es durch breite Erstreckung und geringe Geschlossenheit der Umrahmung oder tief eingeschnittene Scharten (wie Punkt 2001 SW Sonn Spitze) dem Wind, der Verblasung des Schnees stark ausgesetzt, so kann dieses Hochkar zwar zur Bildung großer stadialer Gletscher beträchtlich beitragen, aber während der Phasen der klimatischen Verbesserung schmilzt der weniger mächtige und nach Ablösung vom Eis der hauptsächlichlichen Tal-furche geradezu dünne Gletscher sehr rasch zurück. Die untergeordneten Halte oder kleinen Vorstöße rücken damit rasch in das höhere Kargelände empor. Wenn sich um diese Zeit noch Bergstürze einstellen, so wird die letzte, innerste Fläche des pausenlosen Rückganges völlig verwischt und eine mehr oder minder ununterbrochene Kette von stadialen Wällen zieht sich bis unmittelbar vor und an den Platz der später aufgeschütteten frührezenten und rezenten Moränen.

Diese Regeln gelten auch für die Teilräume ein und desselben Kares: ganz nahe und gleichzeitig mit tief herabreichenden innersten Stadialgletschern in der hauptsächlichlichen Abflußfurche des Kares wurden hochgelegene Schuttmassen und mehr oder minder deutliche Wälle in den zufolge Formung oder Auslage ungünstigen Teilräumen (Absätzen, Karnischen) aufgeschüttet. Beispiele hierfür sind, wie teilweise schon angedeutet wurde: Die Moränen SO Punkt 2374 im Schwarzbach Kar; die Wälle O des Igels Kopf und W Breiten Kopf im Igels Kar (das letztgenannte Vorkommen ist vielleicht frührezent); und Wälle W und SW von Punkt 2408 (Hinterer Thaja Kopf) in der oberen Seeben Alm.

3. Der innerste Wall wallreicher Hochkare mit geringem Abstand von den frührezenten Moränen und der innerste Wall wallfreier Hochkare, mit großem Abstand von den frührezenten Moränen, sind einander im wesentlichen gleichzusetzende Stadien.

Der Wallreichtum der überhaupt moränenreichen Hochkare ist nicht nur hier (einziges Beispiel: Schwarz Kar S Sonn Spitze), sondern ganz allgemein in alpinen Hochkaren ohne starke rezente Vergletscherung und mit einer gewissen nur mäßig günstigen Formung außerordentlich groß.

Es liegt daher nahe, ähnliche Wallgruppen, wie sie im Schwarz Kar vor dem innersten wesentlichen Stand (Höhe 2100 m) liegen, auch talaus der innersten, aber nur selten erhaltenen, mehr indirekt erschlossenen Stände des Igels Kares, Schwarzbach Kares und der Seeben Alm zu erwarten.

## V. Äußere jungstadiale Moränen der Schattseite der Mieminger Kette.

An der Einmündung des Igels Kares in das Gais Tal (Leutascher Ache) wurde das Ende des innersten stadialen Gletschers in 1700—1600 *m* Höhe vermutet. In der Nähe des angenommenen innersten Gletscherendes, abseits des von den Bächen zerschnittenen Geländes, setzen kurze Stücke von Uferwällen ein. Die innersten dieser Wälle umreißen einen Stand, der nicht viel größer war als das hier angenommene, tatsächlich innerste Stadium, der aber doch den ebenen Talboden SO des Egel Sees nahezu erreichte. Die äußersten Stücke der Uferwälle kennzeichnen einen Eisstrom, der bereits das oberste Gais Tal und das Becken des Egel Sees erfüllen mußte.

Zwischen äußerstem und innerstem Stadium vermitteln weitere Wälle. Man kann hier ebensowenig wie durch die Wallgruppen wallreichster Hochkare (hier das Schwarz Kar) einen berechtigten Trennungsschnitt ziehen.

Weitere Uferwälle des großen Gletschers, der dem Igels Kar entsprang und wohl auch von den N-Hängen des Igels Kopfes und Breiten Kopfes durch Schnee- und Eislawinen gespeist wurde, finden sich im S-seitigen Gehänge SO von Punkt 1673. Der letzte äußerste Stand ist hier nicht mehr erkennbar, da hier ein wallfreies Vorfeld der Wälle fehlt. Vielmehr steigt das Gelände bergwärts so steil an, daß der lockere Schutt nicht mehr erhalten bleiben kann.

Ich vermute aber ein noch höheres Ufer des äußersten stadialen Gletschers noch über den in der Moränenkarte verzeichneten Wällen: damit würde diese Wallgruppe in natürlichster Weise durch die mächtigen Endmoränen im Gais Tal S der Hütten der Feldern Alm abgeschlossen.

Das Zungenende des Igels Kargletschers hat sich mit dem Eisstrom vereinigt, der ans dem Schwarzbach Kar herabstieg und im Gais Tal sich hammerförmig verbreiterte. Auch hier sind mehr oder minder äußerste und innere Uferwälle in größerer Zahl vorhanden, so daß hier wie unter dem Igels Kar, mit Einbegreifen des innersten nur teilweise erhaltenen Standes, wiederum das fast lückenlose Bild einer großen, im wesentlichen unteilbaren Wallgruppe entsteht. Da die hammerförmige Stauung des Schwarzbach Kargletschers bei Punkt 1406 noch eine Eismächtigkeit von 70—100 *m* voraussetzt, dürften diese stadialen Eismassen bis in die Nähe der Tillyfuß Alm gereicht haben. Sichere Endmoränen fehlen hier. Die von der Geologischen Karte der Geologischen Bundesanstalt (bzw. ehemaligen Reichsanstalt) Blatt Zirl—Nassereith hier verzeichneten, in der Moränenkarte hier schematisch und gemäß einer gewissen Wahrscheinlichkeit einbezogenen Moränen sind zu sehr durch kleine seitliche Gerinne umgelagert, als daß man die Herleitung von älteren oder jüngeren stadialen Gletschern sicher erkennen könnte.

Ich habe oben aus den Endmoränen des Igels Kargletschers S der Feldern Alm auf einen höheren, aber infolge Hangsteilheit nicht mehr erhaltenen Stand (Uferwall) SO und S Punkt 1673 geschlossen. Dieser Gletscher war so mächtig, daß er die niedrige Bodenschwelle NW des Egel Sees zu überfließen und in das Ehrwalder Geißbach Tal hinabzusteigen vermochte.

Zur Zeit der Verringerung dieser Stadien strömte das Eis nicht mehr über diese Schwelle, wohl aber teilte sich der Gletscher noch, wie aus dem Verlauf der Wälle erkennbar ist, in einen Arm, der das Becken des Egel Sees mit Moränenschutt erfüllte, der jedoch als Toteismasse dem Schutt nicht mehr überall typische Wallform, sondern meist nur mehr Absatzform zu geben

vermochte; und außerdem bestand natürlich nach wie vor der talab gegen die Feldern Alm hin strömende Arm, welcher gleichzeitig die inneren und innersten Wälle der SO Punkt 1673 erwähnten Gruppe aufschüttete.

Die innersten Stände des Igels Kares liegen, wenn man von den noch weiter im S liegenden durch Bergstürze, und Bodenabsätze bedingten Wällen und den Moränen der O—SO exponierten Kartelle absieht, auf der großen in etwa 1950 m Höhe befindlichen Karstufe. Dicht unter diesen Stand schließen blockreiche, kuchenförmige Moränen, deren Schuttmaterial und Eiszustrom hauptsächlich von den Wänden und Hängen des Igels Kopfes und Vorderen Thaja Kopfes herrührt. Die zu diesen Moränenkuchen gehörigen gleichzeitigen Gletscher des Eisabflusses der großen Fläche des Igels Kares mußten in etwa 1700 m Höhe (erster Stand vor dem innersten) und 1600 m Höhe (zweiter Stand vor dem innersten) endigen. Das Gelände ist hier steil, vom Bach stark zurückgeschnitten. Immerhin ist NO des Vorderen Thaja Kopfes ein kurzer Uferwall bemerkbar, welcher sich sehr wohl zu diesem vermuteten drittletzten Stadiums fügt.

Daran schließt ein etwas längerer Wall eines bis in die Hochtalfläche W des Egel Sees herabreichenden Gletschers und weiters ein kurzes aber markantes Wallstück, dessen zugehöriger Eisstrom bereits gegen das Ehrwalder Geißbach Tal hinabgeflossen sein dürfte. Man findet in der Hochtalfläche W des Egel Sees gut erhaltene Uferwälle dieses Gletschers besonders an dessen westlichem Ufer. Nach O hin haben sich die Eismassen vielleicht mit dem Igels Kargletscher vereinigt. Die Schuttmassen bei und S Punkt 1592 und unter dem NNO-Grat des Vorderen Thaja Kopfes entstammen den größten Gletschern dieser stadialen Gruppe oder den gleichzeitigen Eis- und Felslawinen der N-Gehänge des Igels Kopfes und Vorderen Thaja Kopfes oder älteren stadialen Gletschern.

In der südöstlichen Seeben Alm wurde infolge der Mittel- und Ufermoränen am Drachen See ein innerster Stand in 1670 m Höhe oder etwas höher S des Seeben Sees für sehr wahrscheinlich befunden. Ein weiterer Wall mit dem Trümmerwerk eines Bergsturzes liegt hart am See und setzt fast schon die Vereinigung der Eismassen des Drachen Seegebietes mit denen des Schwärz Kares voraus.<sup>1)</sup> Infolge der Vereinigung der genannten Teilgletscher lag der nächstältere Gletscherhalt (oder Vorstoß) ohne Zwischenglied bedeutend weiter talaus, er hinterließ einen deutlichen Stirnbogen bei der Seeben Almhütte, das zugehörige Gletscherende hing aber bereits über die große Wandstufe N der Almhütten hinab und endete etwa in 1500 m Höhe.

Aber auch dieser Stand war nicht der äußerste dieser Gruppe. Denn W der Almhütten liegen über ihm noch mindest sieben Uferwälle, deren zugehörige Gletscher bis in die Nähe von Ehrwald hinabgeströmt sein mußten und erst über dem letzten Wall liegt wallfreies, dabei nur mäßig geneigtes Gelände. Auch auf diesem liegt zwar auch noch Moränenschutt von vermutlich gleichem Alter, aber er entstammt nicht mehr den Gletschern des Seeben Almtales, sondern dem äußersten Eisstand des großen und schattigen Kares N der Sonn Spitze. Da wie später zu zeigen ist, bereits in den sonnseitigen Karen

<sup>1)</sup> Die den zahlreichen Wällen des Schwärz Kares entsprechenden Gletscherenden des Drachensee-Gletschers müssen teils in der Moränenmasse N „1670“, teils in den steilen und schuttreichen Hängen S „1670“ geendet haben.

des Wetterstein die gleichzeitigen Kargletscher bis gegen 1700 m Höhe hinabreichten, so dürfte hier das schattseitige und durchwegs 1800—1900 m hohe Kar durchwegs vergletschert gewesen sein. Der Wall, welcher sich nach der Geologischen Karte der Geologischen Reichsanstalt in 1200—1300 m Höhe SO von Ehrwald befindet,<sup>1)</sup> ist vielleicht noch auf einen Regenerationsgletscher dieser stadialen Phase zurückzuführen, der hauptsächlich von abbrechenden Eismassen von dem bei Punkt 1885 ins Leere mündenden Sonn Spitzkar her gespeist wurde.

Da der Seeben Almgletscher noch W der genannten Almhütten noch fast 100 m mächtig war, so dürften sich auch seine Eismassen im obersten Ehrwalder Geiß Tal zu einem beträchtlichen Gletscher regeneriert und mit den Gletschern des Brandel Kares und vielleicht auch des Igels Kares vereinigt haben. Ich vermute ein tiefstes Gletscherende dieser Stadiengruppe in etwa 1100 m Höhe SO Ehrwald, eine genauere Untersuchung des Ehrwalder Geiß Tales war mir infolge Zeitknappheit nicht möglich. Es geht aber aus der genannten geologischen Karte und ihren Erläuterungen hervor, daß über die Rekonstruktion der Moränenkarte hinaus, gegen Ehrwald hin, bereits nicht mehr Wälle von der bisher geschilderten Art, sondern grundsätzlich andere Moränen vorhanden sind.

Damit ist nun die Wallgruppe mächtiger Gletscher umrissen, welche von den Höhenlagen 1100—1400 m im Gaiß- und Geiß-Tal an bis in die höchsten Kare hinein ihre Spuren hinterließen. Nach Auffassung der „A. i. E.“ liegen hier, d. h. vor allem in den tiefen Tälern typische Gschnitz- und eventuell noch ältere Stadien vor. Mit gleichem Recht kann man aber diese ganze Gruppe als Daun bezeichnen, da ansonsten hier die Daunstadien fehlen. Denn die wesentlichen Daunstadien der „A. i. E.“ sind hier, wie bereits dargetan wurde, fast durchwegs und zweifellos frührezente und rezente Moränen.

Die Entscheidung über diese Benennung wird am besten im zentralen Stubai gefällt, in dem zweiten Gebiet der Originaldaunstadien, über welches eine gesonderte Studie in Vorbereitung ist. Auch dort, im unteren Langen Tal, ist der klassische Daunwall der „A. i. E.“ kein klar gesondertes Stadium, sondern lediglich ein mittleres Glied einer größeren Wallgruppe. Faßt man die Gruppe des unteren Langen Tales im wesentlichen als die Daungruppe auf, so reichen auch im zentralen Stubai die äußersten Gletscher dieser Gruppe noch beträchtlich über den nur auf das Lange Tal beschränkten Daungletscher hinaus. Diese Auffassung und Benennung ist auch darum vorteilhaft, weil gerade in den Karen der Umgebung des namengebenden Daun Kogl eben diese Moränen als ebenfalls sehr wallreiche Gruppen vertreten sind.

Man kann diese größeren Gruppen auch mit der Bezeichnung jungstadial zusammenfassen und kann die Bezeichnung Daun auf den mehr oder minder sicheren äußersten Stand einschränken, es wären das hier die rekonstruierten Gletscherenden in 1100 m SO Ehrwald und in 1300—1400 m Höhe zwischen Feldern und Tillfuß Alm.

Der innerste, je nach Art des firn- und eisspeichernden Geländes bald nahe, bald weit vor den frührezenten und rezenten Moränen liegende Wall ist

<sup>1)</sup> Verzeichnung dieses Walles und der spärlichen Moränen Spuren im Kar N der Sonn Spitze nach freundlichen Mitteilungen von Hofr. Dir. O. Ampferer.

bereits seit langem und unwidersprochen von H. Kinzl<sup>1)</sup> als Egessenstadium bezeichnet worden.

Zwischen innerstem Egessen- und äußerstem Daunstadium enthält beispielsweise die Seeben Alm (mit Schwärz Kar und Geißbach Tal) mindestens noch etwa zwölf weitere jungstadiale Stände, wahrscheinlich ist die Zahl der tatsächlichen Halte oder kleinen Vorstöße noch größer, doch blieben die Wälle in den Steilhängen unter den Karen nur teilweise erhalten.

Man könnte diese Daun- oder jungstadiale Gruppe also mindestens zwölf-fach untergliedern; aber zu einer Gruppierung etwa in Daun, Gschnitz I und Gschnitz II im Sinne von W. Heissel<sup>2)</sup> und J. Ladurner<sup>2)</sup> liegt kein Grund vor.

Die Bezeichnung Gschnitz ist für diese jungstadiale Wallgruppe auch aus diesem Grunde abzulehnen, da — in Übereinstimmung mit den letztgenannten Antoren — der Gschnitzwall von Trins in den Stubai-er Alpen eine Schneegrenze erfordert, welche über die dieser jungstadialen Gruppe weit hinausgeht.

## VI. Jungstadiale Spuren der Sonnseite der Mieminger Kette und des Wetterstein.

Ungemein dürftig sind die Moränenspuren der sonnseitigen Mieminger Kare. Lediglich S des Grünstein konnte ein Wall der geologischen Karte bestätigt werden. Bezüglich der großen Schoas Kare ist eine starke jungstadiale Vergletscherung zu erwarten, da heute noch in den benachbarten Lechtaler Alpen der SO-exponierte Schwarzmilz Ferner der Hochfrott bis etwa 2400 m herabreicht (um 1850—2300 m). Da nun an den mäßig steilen Karböden in 2000 m Höhe Stirnwälle fehlen, dürften die äußersten jungstadialen Vorstöße noch bedeutend weiter talab gereicht haben. Steilbänge und starke jugendliche Verschüttung haben aber hier und in der Hölle alle Spuren verwischt. Ein Besuch der Kare S des Kammes Hochplattig—Hohe Munde war mir nicht möglich; die geologische Karte verzeichnet in dem für jungstadiale Moränen in Betracht kommenden Gelände durchwegs Fels oder Schutthalden, so daß die entsprechende Vergletscherung zwar ebenfalls auf Grund der Analogien mit den benachbarten Alpengebieten bestanden haben dürfte, ohne aber bleibende Spuren hinterlassen zu können.

Etwas mehr an jungstadialen Moränen enthalten die S-seitigen Kare des Wetterstein Kammes. Unter ihnen soll aber zuerst die mächtige, in etwa 1850 m Höhe endende Moräne beim Steinernen Hüttl unter einer kleinen NO-exponierten Mulde unter dem Haberlenz (Punkt 2205) herausgegriffen werden. Diese Moräne ist in den „A. i. E.“ als typische Gschnitzmoräne verzeichnet. Wie aber die hier gegebene Moränenkarte zeigt, liegt sie nur 350—400 m tiefer als die ähnlich exponierten frührezenten und rezenten Moränen unter dem nur 2400—2500 m hohen Grat W des Gatterl. Es ist also die relative Höhe der Karwände über den Moränen ziemlich gleich und auch die Abstände der Wälle vom Wandfuß sind hier wie dort vergleichbar. Die

<sup>1)</sup> H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkunde 1929, Bd. XVII, S. 66 ff.

<sup>2)</sup> W. Heissel, Quartärgeologie des Sill-Tales und J. Ladurner, Quartärlagerungen des Sellrain; beide im Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1932, Bd. 82.

Bildungsbedingungen dieser Kleinkarmoränen sind einander sehr ähnlich und man kann den Unterschied ihrer Höhenlagen dem Unterschied der zugehörigen Schneegrenzen gleichsetzen.

Man erhält einen Unterschied der Schneegrenzen von 350—400 *m* (Daun), während in den „A. i. E.“ 600 *m* unterm heutigen Stand (Gschnitz) angenommen wurden.

Die starke Vergletscherung des schattseitigen, aber niedrigen Hanges des Haberlenz setzt eine annähernd bedeutende in den sonnseitigen, aber beträchtlich höheren Hängen und Karen voraus. Tatsächlich liegt eine mächtige, grobschuttige Moränenmasse mit Uferwällen im Kar NO des Steinernen Hüttl. Eine zweite Moränendecke liegt im Kar S Punkt 2538. Die hier zu beobachtenden innersten Wälle besitzen die eigentümlich zarten Formen, wie sie typischen innersten jungstadialen Wällen oft eigen sind (Wälchen W der Coburger Hütte, im obersten Schwärz Kar usw.). Es ist daher höchstwahrscheinlich, daß S Punkt 2538 der äußerste jungstadiale Gletscher mindestens ebenso tief als NO des Steinernen Hüttl herabreichte. Ferner muß dann aus der O-exponierten Mnlde zwischen Haberlenz und Punkt 2357 Eis zugeflossen sein. Nun findet man auf den Verebnungen bei und ober dem Steinernen Hüttl zwar Moränenschutt, aber keine Endwälle. Anderseits ist die hohe und steile Böschung der schon genannten Moräne SW des Steinernen Hüttl ohne einen Widerhalt an vorliegendem Eis kaum denkbar. Man muß also annehmen, daß während des jungstadialen Höchststandes die Eismassen der S- und O-exponierten Kare sich beim Steinernen Hüttl vereinigten und bis etwa 1800 bis 1700 *m* Höhe hinabströmten. Das Tal hier ist in dieser Höhe steil, aber in der ähnlich hohen und gleich exponierten Wang Alm finden sich in 1700 bis 1900 *m* Höhe deutliche und vermutlich sicher äußerste jungstadiale Wälle.

Die tiefen jungstadialen Moränen des Haberlenz ober dem Steinernen Hüttl und bei der Wang Alm einerseits, die jungen Moränen, bzw. Gletscher des Zugspitz-Platt, des Grates W Gatterl, der Mieminger Kare, der Hochfrott, der Gesäuse Berge und Lechtaler Alpen,<sup>1)</sup> anderseits zeigen eindringlich, daß man in ausgedehnten Gebieten der Nördlichen Kalkalpen mit einer bedeutenden jungstadialen Vergletscherung rechnen muß, auch wenn gegenwärtige oder rezente-frührezente Gletscher in unmittelbarer Nähe derzeit nicht vorhanden sind oder auch überhaupt nicht vorhanden waren.

Tiefste, äußerste jungstadiale Moränen dürften noch vorhanden sein: In 1500—1800 *m* Höhe im westlichen Kar des Wetterstein, unter einem heute oft firnerfüllten Hochkar; in 1700 *m* Höhe SW der Wetter Spitze (Punkt 2689).

Die übrigen, in der Karte verzeichneten Moränen sind bis auf eine in der NW-lichen Feldern Alm durchwegs innerste, feingeformte Stände.

Hinabreichen der Gletscherenden in Steiltäler, junge Zerschneidung der weichfelsigen Karböden, Bodenfluß der Mergel- und Schieferhänge, präglaziale (oder prästadiale) geringe Erstreckung der Karböden und stellenweise anscheinend auch eine geringe Schnttzufuhr seitens der plattengepanzerten Kalkwände sind hier insgesamt die Ursache für die seltene Entfaltung wallreicher Moränenlandschaften. Stellenweise mögen oberste Partien der schlußeiszeitlichen Moränendecken der geologischen Karte noch von den jungstadialen Gletschern angeschüttet worden sein.

<sup>1)</sup> Geologische A.-V.-Karten und -Führer von O. Ampferer.

## VII. Altstadien.

Die altstadialen Moränen konnten infolge der nur knapp bemessenen Begehungszeit nur zu einem geringen Teil untersucht werden. Um aber doch wenigstens die so charakteristische verschiedene Ausdehnung vor Augen führen zu können, wurden mit freundlicher Genehmigung von Hofr. Dir. Dr. O. Ampferer die nötigen Eintragungen in die Moränenkarte aus der geologischen Karte Blatt Zirl—Nassereith übernommen.

Die große flächenmäßige Verschiedenheit der jungstadialen und altstadialen Moränen, bzw. Vergletscherungsflächen ist besonders an der S-Abdachung der Mieminger Kette augenfällig. Hier sind die jungstadialen Gletscher infolge der Auslage, der Karhöhen und der geringen Stauungsmöglichkeiten — wie auch an der Wetterstein-S-Seite — verhältnismäßig klein geblieben. Die altstadialen Gletscher hingegen erfüllten die Täler und in breiter Fläche das Vorland der Gebirgskette und ihre Moränen sind durch den lokalen Bergsturzschutt der Kalk- und Dolomitwände vorzüglich charakterisiert.

Die jungstadialen Gletscher und ihre Moränen der N-Abdachung der Mieminger Kette erreichen zwar fast die Höhenlage der älteren Stadien, aber bei weitem noch nicht ihre Flächenausdehnung. Es ist wohl selbstverständlich, daß das Ausmaß der altstadialen Vergletscherung an der S-Seite des Wetterstein gleich groß war wie an der S-Seite der Mieminger Kette und daß diese Vergletscherung an der N-Seite der Mieminger Kette noch bedeutender war. Man muß also annehmen, daß die gesamten Gehänge des Leutascher Gais Tales und des Ehrwalder Geiß Tales von den altstadialen Gletschern vollkommen bedeckt waren und wahrscheinlich erfüllten diese Gletscher größtenteils auch die Becken von Ehrwald und Leutasch.

Nur ist hier die Umgrenzung der altstadialen Gletscher durch lokale Moräne nicht annähernd so klar wie am Mieminger Plateau. Zwar sind Lokalmoränen am S-Abfall des Wetterstein reichlich vertreten. Aber gerade an den Talmündungen gegen Ehrwald und Leutasch hin, in Talräumen, welche nahe vor den jungstadialen Gletscherenden liegend, notwendigerweise auch altstadial vergletschert gewesen sein mußten, liegt eine Moräne, welche zwar mit lokalem Kalkdolomit vermischt ist, jedoch zufolge den zahlreichen kristallinen zentralalpinen Bestandteilen durch hochglaziale Gletscher hieher verfrachtet wurde.

Während die lange währenden jungstadialen Gletscher ihre Unterlage zumal im Nährgebiet meist bis auf den Felsgrund abhobelten und in ihren Moränen hochglaziales Material nur selten zu finden ist, vermochten die weiter sich ausbreitenden, aber kurzfristigen altstadialen Gletscher die hochglazialen Moränenansammlungen weder in den größeren Tälern noch in ihrem Nährgebiet, den Hochtälern, zu entfernen; sie konnten diese älteren Moränen höchstens mit Bergsturzschutt überdecken.

Wo dieser fehlt, zieht die Moräne mit den hochglazialen Bestandteilen und der oft typischen Grundmoränenstruktur bis an die Hochkare und bis an die Moränen der jungstadialen Gletscher empor und heran wie im Tal der Wang Alm und NO der Hohen Munde.

Die jung- und altstadialen Gletscher sind demnach nicht nur durch sehr verschiedene flächenmäßige Ausbreitung, sondern auch durch petrographische

Verschiedenheit ihrer Moränen gekennzeichnet. Allein schon diese letztere läßt auf verschiedene Dauer der Gletscher dieser Stadiengruppe schließen.

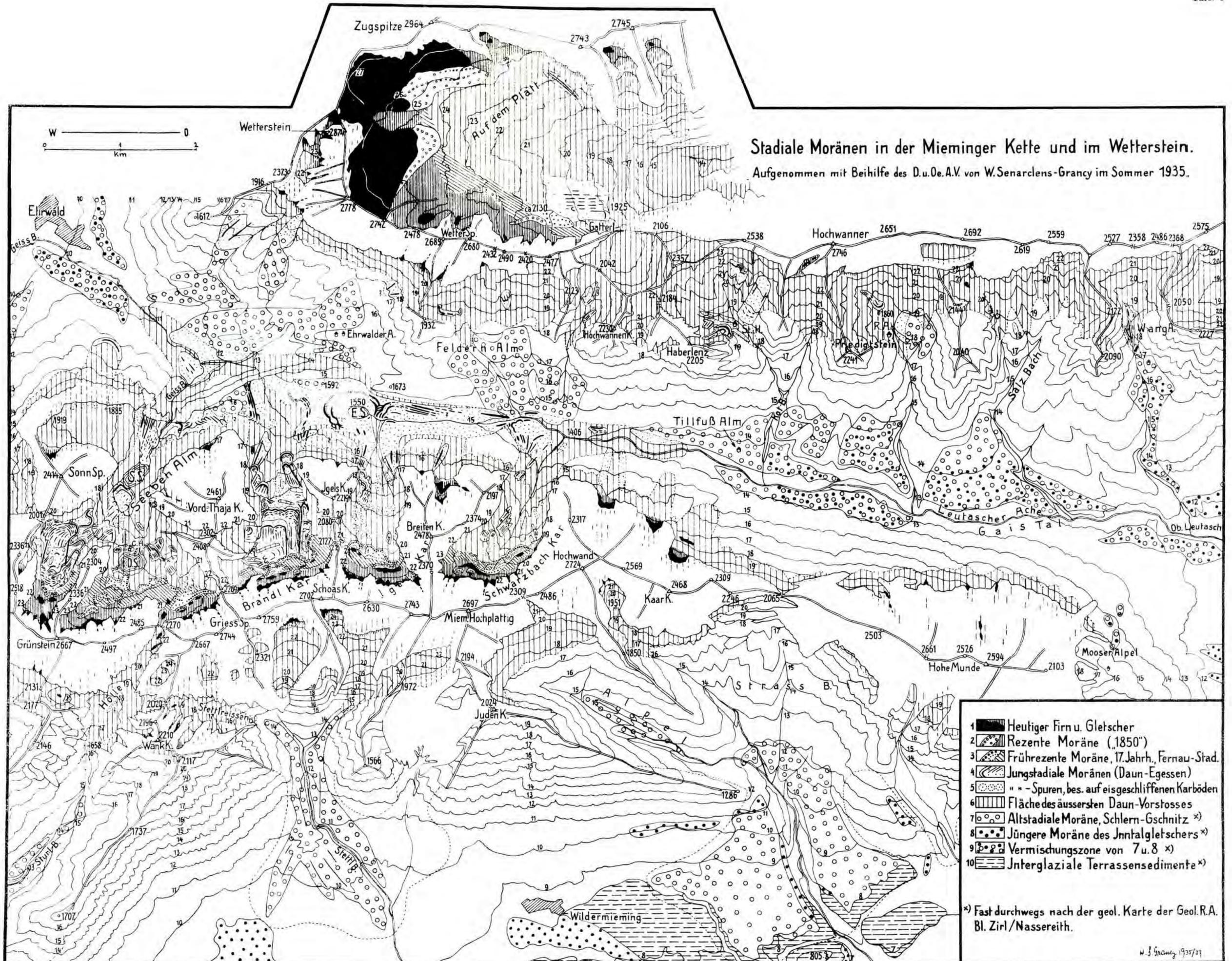
Zwischen den jung- und altstadialen Moränengruppen liegt ein Gelände, welches im wesentlichen von verbindenden oder überleitenden Stirnwällen frei ist. Die Gesamtheit dieser Merkmale ermöglicht es, die jung- und altstadialen Wallgruppen als gleichwertige, scharf voneinander trennbare, ihren Bildungsbedingungen noch verschiedene Stadiengruppen nebeneinander, bzw. zeitlich hintereinander zu stellen.

#### **Bemerkungen zum Auflegeblatt der Moränenkarte.**

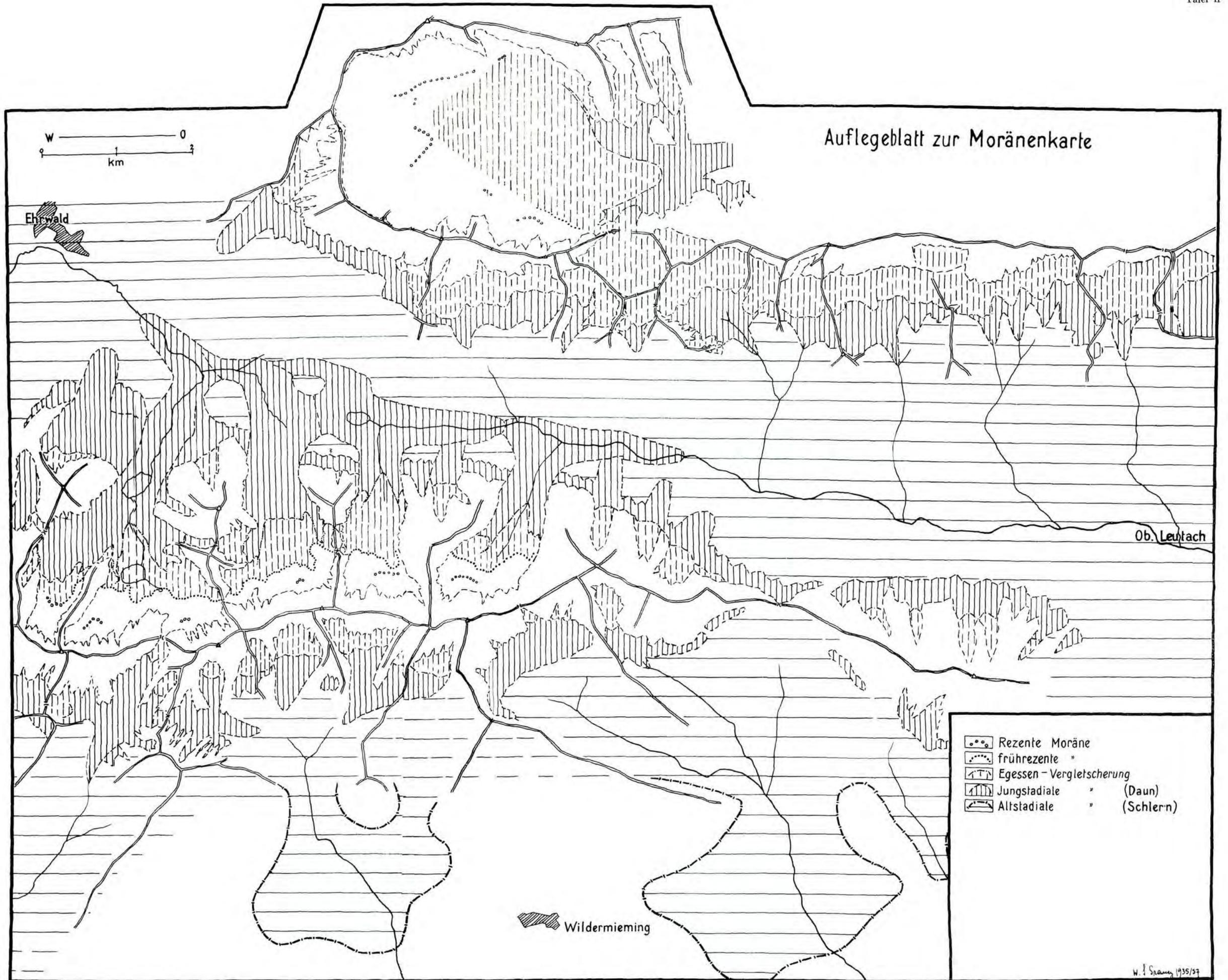
Mittels des beigegeführten Auflegeblattes soll vor allem versucht werden, den Gegensatz der flächenhaften Ausdehnung der jungstadialen und altstadialen Gletscher hervorzuheben.

Weiters wurde innerhalb der jungstadialen Vergletscherung der Umriss der Egessenstände gekennzeichnet. In der N-seitigen Mieminger Kette ist dieser durch die erörterten innersten Stirnwälle oder stirnnahen Ufer- und Mittelmoränen gegeben. Da in den schattseitigen Mieminger Karen die höchsten und kleinsten, somit von Stauungen unbeeinflussten Egessenmoränen in 2050—2150 *m* Höhe enden, so dürften sie in den Karen der S-Abdachung kaum tiefer, sondern eher höher liegen. Die Egessenvergletscherung der S-Seite der Mieminger Kette war demnach vermutlich sehr gering. Vielleicht ist noch der Bergsturzwall S des Grünstein ein Egessenstand.

Im Wetterstein dürfte zur Egessenzeit die Schneegrenze etwas tiefer gelegen haben und hier haben die Egessengletscher anscheinend größere Ausmaße erreicht als in der Mieminger Kette. Dafür sprechen die oben erwähnten feingeformten, für innere bis innerste Stadien typischen Wälle in 1900—2000 *m* Höhe, welche beispielsweise im Schoas Kar fehlen. Und weiters scheint das hochgelegene, aber gegen Stürme vielfach wenig geschützte Zugspitz-Platt keine Egessenmoränen zu besitzen, welche so hoch liegen wie gleichexponierte Egessenstadien der Mieminger Kette. Jedoch sind weitere Untersuchungen dieser Art im Wetterstein und seiner Nachbarschaft zur Klärung dieser Frage nicht minder notwendig wie die weitere Nachsuche nach den sicheren tiefsten jungstadialen Endmoränen dieser Alpengebiete überhaupt.



# Auflegeblatt zur Moränenkarte



- Rezente Moräne
- frührezente "
- Egessen - Vergletscherung
- Jungstadiale " (Daun)
- Altstadiale " (Schlern)

W. J. Sramek 1935/37

# Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital.

Von Walter v. Senarcens-Grancy, Ankara.

Mit 1 Karte.

## Inhaltsübersicht.

	Seite
I. Einleitung .....	13
II. Rezente und frührezente Moränen .....	13
III. Innere Jungstadien (Egessenstände) .....	15
IV. Äußere bis äußerste Jungstadien (Daunwälle) und das Penck-Brücknersche Daunstadium im unteren Längen Tal .....	17
V. Die Wälle und Wallgruppen der mittelgroßen und kleinen Kare .....	18
VI. Altstadien .....	22

### I. Einleitung.

Durch eine Beihilfe von seiten des Hauptausschusses des D. u. Ö. Alpenvereines wurde mir im Sommer 1935 ein Besuch der Moränengebiete der Stubaier Alpen ermöglicht. Durch diese Studienreise schloß sich die wichtigste Lücke einer Reihe gleichartiger Aufnahmen im Gebiet zwischen den Kalkalpen NW von Innsbruck und dem O-Ende der Hohen Tauern. Ich danke hiemit obiger Stelle für die Förderung dieser Untersuchung aufs herzlichste.

Der Hauptteil der Beobachtungen ist in der beigegebenen Karte niedergelegt. Aus Gründen des derzeitigen Aufenthaltes sind Text und Literaturnotizen sehr knapp gehalten, zahlreiche Einzelheiten der Karte bleiben unerwähnt.

Als topographische Grundlagen dienten die vom D. u. Ö. Alpenverein im Maßstab 1:50.000 herausgegebenen Karten des Brennergebietes und von Sölden—Ranalt. Beide wurden mir in sehr entgegenkommender Weise von der Akad. Sektion Graz des D. u. Ö. Alpenvereines zur Verfügung gestellt.

### II. Rezente und frührezente Moränen.

Frische, im Sinne von H. Kinzl (1) rezente Moränen sind naturgemäß vor den heutigen Stubaier Gletschern weit verbreitet. Ihre eingehende Beschreibung ist von H. Kinzl auch o. c. schon gegeben worden.

Die Spuren der 1850er Vorstöße herrschen bei weitem vor. Lediglich talaus des Gröbl Ferners vermute ich einen 1820er Stand bei „2030“. Sein Feinmaterial ist gut berast, die eingeschlossenen Blöcke sind hingegen noch auffällig frisch.

Eben H. Kinzi hat o. c. die völlig berasten, teils grob-, teils feinschuttigen Moränen im Vorgelände des Fernau und Wilden Freiger Ferners beschrieben und als typische jüngere frührezente Moränen des 17.—18. Jahrhunderts oder als Fernausstadien bezeichnet. Talaus dieser Moränen, wie auch talaus des frührezenten Standes unterm Hohen Moos Ferner erstrecken sich flache Hochtäler, denen über größere Erstreckung hin Stirnmoränenwälle fehlen. Der Bereich der äußersten frührezenten Vorstöße ist dadurch gut abgegrenzt.

Hier im inneren Stubai erreichten die frührezenten Gletschervorstöße meist nicht die Größe der rezenten Vorstöße, die älteren Moränen wurden daher durch die jüngeren Vorstöße vernichtet. Nur die drei oben genannten Gletscher dehnten sich damals über den rezenten Bereich hinaus, aber auch dieses „Mehr“ des Vorstoßes ist überall nur gering.

Im Gegensatz zu diesen für angehende Talgletscher geltenden Verhältnissen reichten die frührezenten Gletscher kleinerer Kare öfter tief und weit über die Spuren der rezenten Halte hinab. Die frührezenten Moränen des SO-lichen Abfalles des Kammes Ruderhof Spitze—Greith Spitze zeigen von ferne gesehen das frische Äußere und im Frühsommer die noch starke Firnbedeckung wie die rezenten Moränen. Bei genauem Zusehen erweist sich der Schutt als sehr grobblockig und sehr arm an Bewuchs (seltene Rasenbüschel), während die benachbarten hochgelegenen innersten Stadialmoränen der gleichen Kare durchwegs gut berast sind. Von den rezenten Moränen unterscheidet diese Stände die beträchtliche Berasung der Felswände des Karhintergrundes und der Schutthalden. Dieser Bewuchs erstreckt sich stellenweise bis in das unmittelbare Hintergelände der Blockmoränen, so daß für ein rezentes entsprechend großes Eisfeld oder dessen Spuren kein Platz übrigbleibt. Die Schuttmassen besitzen nicht die hellgrauen oder kräftig bunten Färbungen junger Moränen, sondern größtenteils nur ein stumpfes dunkles Grau, die verwitterten, abgerutschten Partien der Wallfirse sind rötlich und gelblich.

Das von ferne frische Aussehen der Wälle ist auf das noch andauernde Abbröckeln der übersteilen Wallfirse zurückzuführen. Derart unausgeglichene Wallabfälle fehlen den eiszeitlichen Ständen im allgemeinen. Die Gesamtheit der angeführten Merkmale erscheint hinreichend, diese Moränen von den rezenten wie von den stadialen recht deutlich abzusondern. Diese Auffassung ist darum zu unterstreichen, weil besonders S—SO des Scheckbühel Grates und SPunkt 3091 diese frührezenten Wälle 300—500 m unter der heutigen Gletschern in S (—SO) exponierten, kleinen Karen liegen. S Ruderhof Spitze und Schwarzer Berg erreichen zwar auch die rezenten Wälle von Kargletschern gleicher Auslage die Höhe der oben erwähnten frührezenten Stände. Aber hier sind die Umrahmungen der Kare um einige 100 m höher.

Die tiefgelegenen frührezenten Moränen bezeichnen das äußerste Ausmaß ausgiehiger aber nur kurzfristiger Senkungen der Schneegrenze und im Zusammenhang mit den Wetterschwankungen erfolgten öfter Bergstürze. Ohne letztere verging die Periode der Fernauschwankungen mitunter spurlos, auch wenn entsprechende Karformen vorhanden waren. So fehlen in dem tiefausgehöhlten Kar N Punkt 3040 (SW Innerer Wetter Spitze) frührezente Stände, während im Kar östlich der Wetter Spitzen H. Kinzi o. c. und W. Heissel (2) derartige Moränen bis in 2360 m Höhe hinab verzeichnen. Vorkommen und Ausfall der frührezenten Stadien liegen nahe nebeneinander.

### III. Innere Jungstadien (Egessenstände).

In den kleinen Karen der S-Seite des Kammes Ruderhof Spitze—Pfandl Spitze liegen die innersten jungstadialen Moränenwälle ganz nahe und knapp unter den rezenten und frührezenten Aufschüttungen.

In den größeren und heute noch beträchtlich vereisten Karen S Ruderhof Spitze und Mutterbergsee Spitze wird dieser Abstand etwas größer; beispielsweise ist der innerste, von Bergstürzen nicht geradezu hervorgerufene Wall am O-Rand der Glamer Grube („2400“) von den jungen Moränen der heutigen Gletscher größeren Ausmaßes bereits fast 1 km entfernt.

Dieser Stand ist seinerzeit von H. Kinzl o. c. als Egessenstadium nach dem im SO dieser Moräne liegenden Egessengrat bezeichnet worden.

Wiederum etwas größer, 1 km etwas übersteigend, ist der Abstand der rezenten und innersten jungstadialen Endmoränen in dem Tal, welches von dem östlichen Abfall des Daun Kogels gegen die Mutterberger Alm hinzieht. Das Einzugsgebiet dieses Gletschers war größer als die Glamer Grube, es umfaßte den O-Abfall des Daun Kogel, Teile der Fläche des heutigen Daunkogel Ferners, und das nach NW hin abfallende Gehänge des Egessengrates. Der Unterschied der Einzugsgebiete erklärt hinreichend den eben erwähnten größeren Wallabstand, das Stadium „2400“ der Glamer Grube und „2080“ hier entsprechen einander vollkommen.

Diese bisher angeführten innersten Stadien sind durchwegs stark berast und gleich wie ihre Umgebung bewachsen. Infolge der hier meist bedeutenden Höhe und des Schuttreichtums der Karwände sind die Wälle meist hoch und grobblockig. Gegenüber den frührezenten Moränen ist hier das Wallgefälle ausgeglichener, übersteile, abbröckelnde Wallfirste fehlen oder sind selten. Die Wallformen sind großzügiger, das gesamte Gepräge ist ruhiger.

Die so charakterisierten Stirnmooränen fehlen nun scheinbar ganz im Vorgelände der größeren heutigen Gletscher. Vor dem Hohen Moos Ferner, Grübl Ferner, Wilden Freiger-, Sulzenau- und Fernau Ferner. Hier erstrecken sich talaus der rezenten und frührezenten Stirnwälle weite Hochtälböden mit Rundbuckeln, ebenen, abgeschliffenen Felsplatten und zugeschütteten kleinen Felsbecken bis heran an die Talwände und die tieferen Talstufen. Eine sehr ungleichartige Moränendecke ist über diese Flächen gebreitet: Stellenweise meterdicke Lagen, stellenweise schütterere Felder von Geröll. Mitunter liegen vereinzelte gerollte oder kantige Blöcke auf den Schliffbuckeln oder in den Wannern, Geröllfelder wechseln mit völlig schutfreien Felsböden.

Da dieses Gelände von den Schutthalden der Talwände, von den heutigen Bächen und größtenteils auch von den Schmelzwässern der Stadialgletscher unberührt blieb, so weist es ursprüngliche Verhältnisse auf, wie sie eben im letzten Rückgang der Stadialgletscher geschaffen wurden.

Die in diesem Gelände, an den äußersten schon gegen die Berghänge ansteigenden Rändern, vorkommenden, guterhaltenen Ufermoränen müssen daher samt den entsprechenden, weit talaus befindlichen Stirnwällen, trotz der sehr ungleichen Größenverhältnisse den oben erwähnten innersten Jungstadien kleinerer Kare in mehr oder minder sehr geringer Nähe der rezent-frührezenten Stirnwälle zeitlich und wesentlich gleichgestellt werden.

Derartige innerste Ufermoränen wurden beobachtet: Im Hochtal des Hohen Moos Ferners NW der Regensburger Hütte, im Hochtal des Grübl Ferners W der Grübl Alm, im Vorgelände des Fernau- und Schaufel Ferners O der Dresdener Hütte. Stets kennzeichnen diese Uferwälle innerste jungstadiale Gletscher von beträchtlichem Querschnitt des Eises und einem dementsprechend talaus weit entfernten Ende.

Das ebene Vorgelände des Sulzenau- und des Wilden Freiger Ferners war vom Eis des innersten jungstadialen Gletschers völlig bedeckt; die Eismassen reichten noch überall gegen das steilere Talgehänge empor, die innersten Uferwälle wurden daher nirgends in größerer Erstreckung aufgeschüttet. Nur O der heutigen Gletscherzunge des heutigen Wilden Freiger Ferners liegen einige kurze Wallstücke. Ihnen entsprechen als gleichzeitige innerste Stände die Wälle in 2500, „2550“ bis 2600 m Höhe auf der sanft geneigten Karplatte W der Mayr Spitze (P. 2771). Diese Wälle sind sehr einfach gebaut. Infolge Mangels an Bergsturzübrümmern sind sie ruhig geformt und bestehen aus feinem und vielfach auch aus geroltem Schutt mit sandigem Bindemittel. Die Wälle sind daher sehr gut berast.

Talaus der also nur teilweise von den Ufermoränen eingesäumten Hochtäler, in den tieferen Trogtälern sind infolge der Steilheit der Talwände, der kräftigen Verschwemmung durch die Bäche und infolge der oft bis zur Talmitte vordringenden Schuttkegel die zu erwartenden Endmoränen selten erhalten. Nur bei der Falbeson Alm und an der Mündung des Langen Tales liegen gut erhaltene und sehr formenreiche Moränenlandschaften, deren innerste (Egessen-) Wälle ganz vorzüglich den innersten jungstadialen Gletschern zugeordnet werden können, die durch die oben angeführten Ufermoränen umrissen werden.

Nachdem nun die innersten Endwälle kleiner, hoch in Karen endender Gletscher und großer, in den tiefen Taltrögen endender Eisströme zeitlich zusammengefaßt wurden, ist nun andererseits der so ungemein verschiedene Abstand dieser Wälle den verhältnismäßig tiefen frührezenten Wällen der Kargletscher und den verhältnismäßig in ihrer Entfaltung zurückgebliebenen Talgletschern gegenüber zu erklären. Die frührezenten Moränen sind eben die Spuren einer raschen, katastrophalen Neuvergletscherung eines weitgehend eisfrei gewordenen Geländes. Tiefliegende, zur Eisbildung gerade noch geeignete Karnischen hatten hierbei einen gewissen Vorrang gegenüber größeren Eissammelräumen, in welchen die Zusammenstauung und der Abfluß der entsprechenden Eisströme mehr Zeit erforderte.

Hingegen sind die innersten jungstadialen Moränen die Halte oder geringfügigen Vorstöße im Verlauf des Rückganges einer zur Zeit ihrer Hochentwicklung sehr bedeutenden Vergletscherung. Während der Rückgangsperiode, knapp vorm Einsetzen des Witterungsumschlages des Egessenstadiums, waren die sonnigen, kleineren Kare, in denen die Eisdicke nie sehr bedeutend war, fast völlig ausgeapert. Hingegen lagen unter den großen, schattigen, noch heute stark vergletscherten Hochkaren immer noch bedeutende Talgletscher oder jedenfalls noch sehr mächtige Toteismassen, ganz so wie dies auch in den letzten Jahrzehnten als Rückgangserscheinung heutiger Kar- und Talgletscher oft beobachtet werden konnte (siehe hiezu auch Fig. 3).

Die Aufschüttung sämtlicher oben angeführter Uferwälle großer innerster jungstadialer Talgletscher ist, zumal angesichts der Nähe rezent-frührezenter

Gletscherspuren im seitlich benachbarten Gehänge, durchwegs nur durch die geringe Vergletscherung des seitlichen Kar- oder Talgehanges, eben infolge der vorangegangenen starken Ausaperung, zu erklären.

#### IV. Äußere bis äußerste jungstadiale oder Daunwälle und das Penck-Brücknersehe Daunstadium im unteren Langen Tal.

Talaus des tiefgelegenen innersten Stirnwalles im Langen Tal und bei der Falbeson Alm folgen noch zahlreiche weitere Stände (siehe Fig. 4, 5). Im Langen Tal sind es zunächst sieben Wälle im Talgrund, welche das Hangende einer Moränenterrasse bilden und von denen der vierte und der siebente Wall sehr mächtig sind. Letzterer kennzeichnet ein Gletscherende in 1400 bis 1500 m Höhe, ist vom Talweg her sehr auffällig und entspricht vorzüglich der kurzen Beschreibung des Daunwalles im unteren Langen Tal in den „Alpen im Eiszeitalter“, S. 339 ff.; in Fig. 4 ist dieser Stand durch x x gekennzeichnet.

Weitere unmittelbar anschließende Gerölle und Blockmoräne findet sich in Streulage und als geschlossene Decke entlang des nach Ranalt hinabführenden Weges und ebenso auch in dem Zwickel zwischen dem Steilabfall des mit x x gekennzeichneten Walles mit der im wesentlichen durch einen Felsvorsprung gebildeten Anhöhe des „Ebenle“. In gleichem Abstand wie der nächstinnere Wall innerhalb x x folgt auch außerhalb x x ein kurzer aber deutlicher Wallrest. Noch zu diesem Wallrest gehörig oder nur wenig älter, ist ein schöner Absatz eines Uferwalles mitten im Steilhang unterm Ebenle. Endlich liegt am Ebenle selbst ein scharfgeformter, leicht verdoppelter Wall.

Nun liegen zwar die ersterwähnten acht Wälle nahezu in einer Fläche (in der Oberfläche der erwähnten Moränenterrasse), die letztgenannten Wälle unter und an dem Ebenle erheben sich, scheinbar wesentlich abgesondert, um 50—100 m über diese Fläche. Die Wallformen geben aber folgendes Bild: Die innersten Stände umgrenzen deutlich eine rundliche im Talgrund endende Gletscherzunge. Der mit x x bezeichnete Wall krümmt sich bereits nur mehr schwach gegen den Talgrund, der zugehörige, verschwemmte Stirnbogen lag daher noch 100 oder mehr Meter talaus von P. 1507. Die an x x anschließenden Wälle sind nur mehr einigermaßen endnahe Uferwälle, der Wall auf dem Ebenle ist ein Uferwall schlechweg.

Der Zwischenraum zwischen dem innersten (Egessen-)Wall und dem Stand x x, aber auch der Raum von diesem Wall bis zu dem Uferwall auf dem Ebenle ist derart stark von Zwischenständen unterteilt, daß wesentliche Wallabstände nirgends vorhanden sind und außerdem verbindet alle diese Wälle das gleiche Formgepräge. Der Wall x x, das Daunstadium der „Alpen im Eiszeitalter“ ist an und für sich kein wesentliches, besonders hervorzuhebendes Stadium am Ort der ursprünglichen Benennung, sondern nur ein Glied einer wallreichen Gruppe; diese Gruppe soll versuchsweise als jungstadiale Gruppe oder als Daun in einem neueren Sinn bezeichnet sein.

Außerhalb des leicht verdoppelten Walles auf dem Ebenle liegt weiterer Moränenschutt. Er besitzt keine Wallformen, nur unregelmäßige Hügel und Wannen. Er besteht vornehmlich aus Blöcken von hellem, grobem Ortho-

gneis, während in den jungstadialen Moränen Paragneise sehr überwiegen. Hier an dem leicht verdoppelten Wall des Ehenle ist eine scharfe Trennungslinie zu ziehen. Vermutlich ist dieser Wall der äußerste Uferwall der jungstadialen Gruppe. Der Wall auf dem Ebenle erfordert eine Eisdicke von 130—150 m im unteren Langen Tal, damit zugleich das Abfließen eines mächtigen Eisstromes in das Rutzbach Tal, und, da ans dem Hochgebirge des Wilden Freiger, Zuckerhütel und der Schaufel Spitze entsprechende ähnlich große Gletscher zu erwarten sind, so mußte hier in der Talgabel des Rutz- und Langental Baches ein beträchtlicher Eisstau erfolgen, welcher den jungstadialen Eisstrom talaus nach N trieb.

Drei deutliche, zu Talgletschern von eben diesem Ausmaß gehörende Absätze von Geröllmoränen wurden S Ranalt beobachtet, ein vereinzelter S der Gehöfte von Falbeson. Bis hierher oder vielleicht his über Volderau<sup>1)</sup> mag das äußerste Ende des größten jungstadialen Gletschers wohl gereicht haben, jedoch wird infolge der Steilheit der Talwände, der zahlreichen Schuttkegel und durch die Verschwemmung des großen Rutz Baches ein sicher deutbarer Moränenrest sich schwerlich finden lassen. Vielleicht finden sich S Ranalt, im Moränen- und Waldgelände über dem Absatz „1450“ noch geeignete Hinweise.

Die Moränenlandschaft der Falbeson Alm hietet ungemein ähnliche Verhältnisse wie das untere Langen Tal. Wie dort schließt auch hier Wall an Wall an den innersten (Egessen-)Stand und wie dort verbindet sich hier eine von Wällen gekrönte Moränenterrasse talaus mit mächtigen äußeren bis äußersten Wällen. Wie am Ehenle liegen auch hier die scheinbar außerordentlich mächtigen, scheinbar unvereinbaren äußeren Wälle auf einem Felsriegel, dessen Anstehendes noch nahe SW der Almhütten erschlossen ist. Den äußersten Uferwällen zufolge hat der maximale Gletscher der Falbeson Alm den maximalen jungstadialen Eisstrom im Rutzbach Tal sehr wahrscheinlich noch erreicht.

#### V. Die Wälle und Wallgruppen der mittelgroßen und kleinen Kare.

In diesem Abschnitt lassen sich zunächst drei Typen unterscheiden:

a) Wallarme Kare oder Karplatten wie das Gelände W der Mayr Spitze (Punkt 2771).

Hier ist im wesentlichen nur der innerste jungstadiale Stand (Egessenstadium) zur Aushildung gekommen. Während des Höchststandes der jungstadialen Vergletscherung und bis zum Rückschmelzen des Eises vor der Egessenperiode war infolge Vereinigung der Eismassen des Wilder Freiger- und Sulzenau Ferners sowie der Gletscher an den Gehängen des Trögler und eben des W-Abfalles der Maier Spitze der Eisstau derart bedeutend, daß sämtliches zur Wallaufschüttung geeignete Gelände unter der Gletscheroberfläche noch verhorgen blieb.

b) Wallreiche Kare wie SO des Kammes Scheckbüchel Grat—Pfandl Spitze oder im Kar der See Alm in den Kalkkögeln (hiez Fig. 2).

Das erstere dieser Kare, die Schellegrübel Alm trägt noch frührezente Moränen, liegt also unmittelbar knapp unter dem Bereich heutiger Ver-

<sup>1)</sup> Über die südlichsten Schutt- und Schotterabsätze (siehe die Karte) reichte dieses Stadium vermutlich nicht mehr talaus.

gletscherung. Etwa 14 Stirnwälle oder stirnnahe Uferwälle sind hier von den frührezenten Ständen bis hinab zu den steilen Trogtalwänden unter der Schellegrübl Alm erhalten. Man kann diese Wallgruppe ebensowenig in wesentlich unterscheidbare Untergruppen zerlegen wie die ebenfalls über zehn Stände zählenden Wallgruppen im unteren Langen Tal oder bei der Falbeson Alm.

Hochlage und Größe des Kares und die mächtige Karumrahmung erzeugten hier einen Gletscher von fast 2 km Länge. Gleichwohl — und im Gegensatz zu den Taleisströmen — war die Eisdicke hier doch so gering, daß alle wesentlichen Klimaschwankungen von der zurückschmelzenden und wieder vorstoßende Eiszunge deutlich verzeichnet wurden. Hierbei zerfiel der größere Gletscher in kleinere Teillappen, die auf günstigen Karabsätzen und in den Nischen unter Gipfeln der Karseitenwände (Daumbübel) verblieben. Je niedriger das Eis im Kare lag, je mehr Bergsturzschutt nunmehr von den ausgeaperten Felswänden herabzugleiten vermochte, um so höher türmten sich die grobblockigen Wälle in den innersten Karnischen, aber der Unterschied dieser Moränen von den tieferen, öfter feiner schuttigen, besser berasten ist nur graduell.

Gerade infolge der Bergsturzmassen heben sich hier die innersten (Egessen-) Wälle nicht mehr so scharf ab wie auf der Karplatte W der Maier Spitze. Und talauswärts verhindert das steile Enden der Moränenlandschaft, das Fehlen eines flachen, wallfreien Vorgeländes die sichere Feststellung der äußersten jungstadialen Ufer- oder Stirn- oder Karwände und die scharfe Abtrennung des noch vorhandenen älteren stadialen Moränenschuttes.

In den Schutthalden und Dolomitwänden der südlichen Kalkkögel Gruppe konnten rezente oder frührezente Moränen unmittelbar nicht beobachtet werden. Die rezent-frührezenten Spuren im Umkreis dieser Gruppe liegen aber im allgemeinen tiefer als die entsprechenden Gletscherspuren im Zentralstubaier, trotz geringerer Höhe ihrer Kare und Karwände: „2270“ W Zwölfer Spitz (Kammhöhen 2549—2690), rezente und frührezente Wälle in 1900 bis 2300 m Höhe der nordseitigen Mieminger Kare (Kammhöhen etwa 2400 bis 2700 m). Gewissermaßen zieht also eine tiefe „latente“ frührezent-rezente Schneegrenze durch diese Gruppe und die obersten, innersten jungstadialen Wälle schließen indirekt ebenso knapp unter frührezent-rezenten Moränen an wie in den kleineren Karen des zentralen Stubaier. Diese Senkung der Moränen sämtlicher Vergletscherungsperioden (vgl. hierzu Fig. 1), dieses Gefälle der Schneegrenzen ist durch Zunahme der Niederschläge und Verringerung der Gebirgsmassen (Senkung der Geoisothermen) begründet.

Das Seealm Kar S des See Jöchels ist wie die Schellegrübel Alm mit Moränen erfüllt. Jedoch folgen hier die Stirnwälle nicht gleichmäßig wie die Glieder einer Kette aufeinander, sondern es scheint eine auffallende Zweigliederung der Wallgruppen vorzuliegen: Der Höchststand des Kargletschers endete mit leichter Zungenbildung in etwa 1900—2100 m Höhe in den schon meist steilen Hängen unter den Almhütten. Späterhin und hier scharf gesondert, wurden teils geschlossene mächtige Wallgruppen aufgeschüttet, welche von „2200, 2250“ bis gegen 2400 m Höhe emporziehen und das windgeschützte Kargelände unter den hohen Dolomitgipfeln umgrenzen, während in dem weniger windgeschützten und schuttärmeren Schiefergelände zwischen See Alm und See Jöchel kleinere Wälle unbedeutenden Nischen vorgelagert sind.

Die Ursache dieser weitgehenden, fast isolierenden Aufspaltung der Wälle ist die tiefe Kammsenkung des See Jöchels. Dem Schellegrübel Kar fehlt eine solche Kammsenkung vollkommen, die Entfaltung der Moränengruppen ist daher dort vom Wind nicht beeinflußt, die Wallgliederung ist gleichmäßig. In den Karen zwischem Venediger und Lienzer Dolomiten und in der Hochalm-Ankogel Gruppe konnte in flachen Hochkaren mit derartigen tiefen Kammsenken oftmals beobachtet werden, daß der ungehindert durchströmende Wind offenbar fast allen Schnee verblies, Vergletscherung und Moränen auf winzige, manchmal noch zusammenhängende, manchmal völlig vereinzelte Kuchenformen beschränkte. Das Seealm Kar weist mittlere Verhältnisse zwischen diesen ausgeblasenen flachen Karen und dem tiefen windgeschützten Kar der Schellgrübl Alm auf.<sup>1)</sup> Als Egessenwälle sind in diesem südlichen Teil der der Kalkkögel Gruppe vermutlich anzusprechen: „2300“ NNO des Hohen Burgstall; kleine Moränenzungen O und SO der Schlickersee Spitze, oberste Wälle SW und SO des See Jöchels.

c) Wallarme Kare mit stirnwallfreiem Vorgelände wie die Karmulde N des Daunbühel (Punkt 2455) und O des Hohen Burgstall.

In der kleinen aber wohlgeformten, SO ausliegenden Karmulde N des Daunbühel liegen eine kurze, sehr deutliche Wallgruppe in einer höheren sonnseitigen Nische und eine kleine gerade noch rückfällige Anschüttung in der tieferen schattseitigen Nische („2250“, „2300—2400“ in Fig. 2). Ähnlich exponierte frührezente Moränen finden sich in der nahen Umgebung des Daunbühel in 2500—2420 m Höhe. Die Grathöhen ihrer Karwände senken sich öfters von 3000 m rasch auf 2800 m und selbst 2600 m Höhe herab. Daher liegt diese Moränengruppe N der Daunbühel Gruppe so nahe unter den frührezenten Ständen, daß sie trotz der unbedeutenden Umrahmung (2455—2570 m Höhe) zweifellos nur als die nächstältere, eben als die jungstadiale Gruppe aufgefaßt werden kann. Der Unterrand dieser Wallgruppe liegt etwa 200 m unter den hier ausnahmsweise sehr tief liegenden frührezenten Bergsturzmoränen vergleichbarer Karnischen und etwa 600 m unter dem Rand der Firn- und Eisflecken der letzten Jahre, in Karnischen, die ebenfalls hinsichtlich Auslage, Höhe der Kämme usw. vergleichbar sind (vgl. den östlichsten Grabawand Ferner). Die Höhenunterschiede der frührezenten Stände von etwa 400 m, der jungstadialen Wallgruppe von 600 m unter den kleinen rezenten Eisresten können hier im wesentlichen den Senkungen der entsprechenden Schneegrenzen gleichgesetzt werden, sofern man den starken Eisrückgang gerade der letzten Jahrzehnte berücksichtigen will.

Talaus der Wallgruppe N des Daunbühel liegt bis hinab zu den Steilhängen oberhalb Ranalt feinschuttige beraste Moräne, eine schmale Zone, welche im N von dem hohen, langen Uferwall der Pfandler Alm begrenzt wird. Dieser Wall verdankt seinen Ursprung lediglich einem dem großen Pfandleralm Kar entsprungenen jungstadialen Gletscher. Zwischen diesem Wall und der erwähnten Wallgruppe N des Daunbühel besteht keinerlei Verbindung, das Gelände vor dieser kleinen Wallgruppe ist über eine Strecke von 1 km vollkommen frei von Stirnwällen. Die Wälle bei „2300“ und die

<sup>1)</sup> Vermutlich ist auch in anderen seichten Karen, wie in der Scheckbühel Alm und NO der Brennerspitze, die hohe Lage der Wallgruppen auf starke Schneeverblasung zurückzuführen.

Anschüttung bei „2250“ sind daher tiefste, äußerste Wälle der jungstadialen Gruppe.

Da somit im Bereich des Daunbühel innerste und äußerste jungstadiale Wälle sowie wallreich entwickelte Gruppen vorhanden sind, kann die Beibehaltung der Bezeichnung „Daun“ für die gesamte jungstadiale Gruppe oder im besonderen für den äußersten jungstadialen Wall gerechtfertigt werden. Naturgemäß ist das Größenausmaß dieses Daun bedeutender als das der „Alpen im Eiszeitalter“.

Von gleicher Art wie die Wallgruppe N des Daunbühel sind die beiden in „2150“ und „2020“ *m* Höhe endenden Moränenkuchen O des Hohen Burgstall in den südlichen Kalkkögeln. Die tiefe Lage rezenter und frührezenter Stände in den den Kalkkögeln benachbarten Berggruppen wurde bereits erwähnt. Diese mittelbare Nähe der Jungmoränen berechtigt auch hier, die tiefliegenden Kleinkarmoränen als nächstältere, jungstadiale Gruppe aufzufassen.

Das Vorgelände der äußersten (Daun-)Wälle sind über mehrere 100 *m* hin flache, vollkommen wallfreie, von Moränenschutt fast unbedeckte Kalkbuckel.

Ähnlich tiefgelegene Moränen kleiner Eislappen wie in den südlichen Kalkkögeln finden sich auch SW der Falbeson Alm und W der Sulzenau Alm im Stubai (Wälle „1900“, „2000“). Man wird sie aber nicht wie die Wälle O des Burgstall oder N des Daunkogel zu Schlüssen auf die Schneegrenze od. dgl. heranziehen. Sie entstanden vermutlich nur durch die lokale Nähe (Kälte, Stauung) der großen jungstadialen Gletscher, ähnlich wie tiefe Moränen kleiner Eisfelder östlich der Moränenzunge des Gröbl Ferners.

Alle Verschiedenheiten der Moränenentwicklung in den jungstadialen Moränenvorkommen lassen sich hier und vermutlich auch a. o. auf die unter *a*, *b*, *c*, beschriebenen und erklärten Grundtypen zurückführen. Naturgemäß sind die Übergänge zwischen diesen Typen sehr zahlreich (vgl. hierzu Fig. 3). Die Höhenunterschiede der tiefsten (Daun-)Moränen in den kleinen und mittelgroßen Karen untereinander und zu den tiefen Enden der großen Talgletscher sind nicht größer als sie auch heute zwischen Talgletschern und Kleinkargletschern bestehen (vgl. hierzu in Fig. 1: Die Moränen am Egessengrat und Stubai Hauptkamm).

Eine Grundbedingung, die jungstadialen Wallgruppen in dieser Art zusammenfassen zu können ist: Der Untersuchung über die Entstehung der Wallgliederung den Vorrang zu geben gegenüber einer mehr schematischen Gliederung auf der Grundlage der Höhe der Wälle. Denn die Unterschiede der Höhenlagen rezenter Moränen und heutiger Gletscher und die Unterschiede der daraus ableitbaren Schneegrenzen erreichen mitunter in engstbenachbarten Gebieten auch derzeit ein Mehrfaches von 100 *m*. Die Beispiele sind zahlreich und wohl über die ganzen Alpen verbreitet.

Da in den Nachbargebieten des Stubai, im Sill Tal durch W. Heissel o. c., im Sellrain durch J. Ladurner (3) die jüngeren stadialen Moränen in Daun-, Gschnitz-II- und Gschnitz-I-Stadien gegliedert wurden, ist im Interesse der Vereinheitlichung der Auffassungen auf diese letztere Gliederung kurz einzugehen.

Die Autoren ordneten ihrem Daun-, Gschnitz-II-, Gschnitz-I-Stadium Senkungen der Schneegrenzen von — 300 *m*, — 450 *m*, — 600 *m* unter die

heutige Schneegrenze zu. Durch die eben begründete Erweiterung des Daunstadiums der „Alpen im Eiszeitalter“ zu einem umfassenderen Daunstadium (= jungstadiale Wallgruppe) wird notwendigerweise der Großteil aller Stände der Schneegrenzedepressionen zwischen — 300 m und 600 m erfaßt. Zugleich wurde weiter eben auch angedeutet, daß das Daun in neuerem Sinn N des Daunbühel selbst schon ungefähr — 600 m Verschiebung der Schneegrenze unter der heutigen Lage des Eisrandes und der Schneegrenze des Grabgruben Ferners voraussetzt. Nicht größer als die Schneegrenzesenkung sämtlicher jungstadialer Wälle im Umkreis des Daunbühel ist ferner die anzunehmende Depression der Gschnitz-II- und Gschnitz-I-Stadien in den Gruppen N des Stubai nahe dem Inn Tal, wenn man gegenüber der heutigen Eisfreiheit dieser Gruppe die vereinzelt doch auch vorkommenden tiefegelegenen rezenten und frührezenten Gletscherspuren hier und besonders in Kalkalpentellen N des Inntales berücksichtigt (siehe Fig. 1).

Auch als Einteilungsprinzip der Wallgruppen innerhalb der großen jungstadialen Gruppe ist die Gliederung: Daun, Gschnitz II, Gschnitz I nicht geeignet; eher möglich ist Gschnitz I, II, III, oder, um nicht an dem tiefen Wall von Trins im Gschnitztal anzuknüpfen — Daun I, II, III. Aber auch diese Gliederungen sind nur durchführbar, wenn infolge der Windausblasung, durch tiefe Lage des Kares und seiner Grate oder durch die bekannte Treppenform der Hochkare und -täler die Wallzahl größerer Wallgruppen vermindert wurde. Angesichts des Wallreichtums und der geringen Wallabstände, wie sie beispielsweise in der Schellegrübel und Falbeson Alm und im unteren Langen Tal auftreten, sind Gliederungen in nur drei Teilgruppen zwecklos; eine Verfeinerung des Schemas, die nahezu jeden der 10—15 Wälle (und vielleicht sind in idealen Fällen der Ausbildung und Erhaltung noch viel mehr Stirnwälle möglich) erfassen will, wird andererseits leicht ins Spielerische gehen.

Demgegenüber erscheint das möglichst sichere Feststellen des innersten und äußersten Walles (Egessen-Daun) der jungstadialen Wallgruppe ohigen Umrisses und die Untersuchung der topographischen und klimatischen Ursachen der so sehr verschiedenen Entwicklung innerhalb dieser Stadiengruppe eher ergiebig sein zu können.

## VI. Altstadien.

Die hierher gehörigen Moränenflecke des innersten Stubai sind an Zahl, Größe und Bedeutung gering. Ihre letzte aber nur unbedeutende Formung rührt zwar von den älteren stadialen Gletschern her, die erste Aufschüttung aber oftmals von hochglazialen Gletschern.<sup>1)</sup> Ausgedehnt und daher aufschlußreicher ist die Moränenlandschaft der Schlicker Alm in der südlichen Kalkkögel Gruppe. Sie beginnt in etwa 1620 m Höhe bei der Schlicker Alm mit örtlichem Kalk- und Dolomitschutt, welcher den Gipfeln im Umkreis der Burgställe und der Schlicker Seespitze entstammt. Eng gedrängte und über mehrere 100 m fast parallel talaus laufende Wälle sind im Talgrund gut erkennbar. Aber im Gegensatz zu dem deutlich gekrümmten tiefsten

<sup>1)</sup> Die Moränenvorkommen dieser Art im Umkreis von Neustift sind der geologischen Karte der Geologischen Reichsanstalt entnommen.

jungstadialen Stirnwall bei „1760“ fehlt hier jede Zungenform. Die Wälle bei der Schlicker Alm sind daher nicht Ufer-, sondern Mittelmoränen. Das zugehörige Gletscherende könnte geringstenfalls ungefähr bei Punkt „1300“ unterhalb der Schlicker Alm gelegen haben. Wallformen fehlen aber auch hier. Zwischen den Punkten „1300“ und „1400“ geben die Schuttmassen von Kalk und Dolomit rasch, doch ohne linienhaft scharfe Grenze über in eine Moräne von reichlich schlammigem und sandigem Material. Die meist gerollten kristallinen Blöcke entstammen den Stubai Gipfeln, diese Moräne (mehr Grund- als Oberflächenmoräne) ist hochglazialen Ursprungs.

Vergleicht man aber das kleine schmale, durch den Lokalschutt bezeichnete Talstück der Schlicker Alm bis Punkt „1300“ herab mit dem großen Ausmaß der altstadialen Vergletscherung des Mieminger Plateaus oder am Bergfuß des Wilden Kaiser (4), so kommt man zu den Schlüssen:

Der altstadiale Gletscher hat sich zur Zeit seines Höchststandes nicht auf das Gelände der Schlicker Alm bis Punkt „1300“ herab beschränkt, sondern er ist höchstwahrscheinlich in breitem Strom bis etwa gegen Fulpmes oder bis in das breite untere Stubai Tal herabgeflossen. Infolge tiefer Senkung der Schneegrenze lag das Nährgebiet dieses Gletschers nicht so sehr in den Hochkaren der Kalkkögel, sondern mehr in der tiefen Mulde der Schlicker Alm, die vor der Ausbildung der oben erwähnten aus Kalk- und Dolomitschutt bestehenden Mittelwälle vielleicht noch ebenso sehr wie das tiefere Gelände mit hochglazialer Moräne erfüllt war. Daher und infolge der offenbar nur sehr kurzen Dauer der Klimaverschlechterung gelangte hier der rein örtliche Schutt nur bis in das Gelände der Schlicker Alm, nicht weiter. Daher wurde das Gelände unterhalb der Punkte „1400, 1300“ nicht mehr mit Kalk- und Dolomitschutt überdeckt. Der Unterschied gegenüber den durch örtlichen Bergsturzschutt charakterisierten Schlernstadien (im Sinne von v. Klebelsberg (5) in den Südtiroler Dolomiten oder den Bergsturmoränen des Mieminger Plateaus liegt nur darin, daß der altstadiale Gletschervorstoß hier nicht wie eben a. o. während seines Beginnes von großen Bergstürzen begleitet und gefördert wurde.

Genau die gleiche Beschränkung des örtlichen Moränenschuttes auf das engste Nährgebiet des altstadialen Gletschers konnte ich in der Wang Alm im südwestlichen Wetterstein und im Tögischer Tal bei St. Jakob im Deferegggen beobachten. An der Einmündung des letzteren formte der altstadiale Gletscher im wesentlichen rein hochglaziale Moräne neuerlich zu den altstadialen Wällen um. Ebenso sind auch — nach den Mitteilungen von Herrn Dr. W. Heissel, für welche ich herzlichsten Dank sage — die tiefen, altstadialen Wälle O von Fulpmes durchaus keine Bergsturmoränen, als welchen ihnen Kalk- oder Dolomittrümmer der Serles zukommen müßten. Sondern sie bestehen nur untergeordnet aus Kalkgeröll und hauptsächlich aus kristallinen Geröllen des zentralen Stubai, welche möglicherweise von hochglazialen Gletschern schon bis in die Nähe von Fulpmes gebracht worden waren und auch hier von den altstadialen Eiszungen nur mehr umgestaltet wurden.

Wahrscheinlich bedeckten die altstadialen Eisströme gleichmäßig das Stubai Haupttal sowie seine bedeutenderen Seitentäler, ähnlich wie dies im Virgener Tal beobachtet werden konnte. Anzeichen einer Sperrung des Haupttales durch die Seitentalgletscher wie beim Ort Virgen, konnte ich hier jedoch nicht beobachten.

Der nur kurze Besuch des Stubaitales bot keine Möglichkeit zu untersuchen, ob nur ein altstadialer Vorstoß ein Schlernstadium<sup>1)</sup> aufschüttete oder ob durch mehrfache Vorstöße ein Schlernstadium und allenfalls noch im Rückzug hernach ein Gschnitzstadium<sup>2)</sup> entstand. Auch bezüglich der von Moränen anscheinend völlig unbedeckten, scharfgeformten Schotterterrassen und Schuttabsätze bei Fulpmes sowie bei und SW von Neustift (Eintragung nach den Aufnahmen von W. Heissel) (2) konnte den Zusammenhängen der zeitlichen Entstehung vor, während oder nach den altstadialen Gletschervorstößen nicht nachgegangen werden.

Nur die verschiedenartige Entstehung und Entwicklung der jung- und altstadialen Moränenlandschaften sollte durch diese Studie dargetan werden. Fig. 3 versucht diese Verhältnisse in einfachem schematischem Bild darzustellen.

Ankara, abgeschlossen am 23. November 1937.

#### Literaturverzeichnis:

1. H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkunde 1929, Bd. XVII.
2. W. Heissel, Quartärgeologie des Silltales. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1932, Bd. 82.
3. J. Ladurner, Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubaiier Alpen). Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, 1932, Bd. 82.
4. O. Ampferer, Geologischer Führer (mit Karte) für das Kaisergebirge. Verlag d. Geol. Bundesanstalt Wien. Geologische Karte Blatt Zirl—Nassereith.
5. R. v. Klebelsberg, Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Z. d. Deutschen Geol. Gesellschaft 1927, Bd. 79, S. 280 ff.

<sup>1)</sup> Schlernstadium: wohl mit W. Heissel = ehemaliger Gschnitzwall von Trins im Gschnitztal oder höchstens von ein wenig größerem Ausmaß.

<sup>2)</sup> Gschnitzstadium: Untergeordneter Halt oder Vorstoß im Rückgang des tiefsten altstadialen Vorstoßes, hier zunächst als theoretische Annahme. Ausmaß eher kleiner, äußerstenfalls gleich groß wie der Gletscher des Walles von Trins im Gschnitztal.



# Das Höchstausmaß der jungstadialen oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal.

(Eine vergleichende Studie an Hand der von H. Hanke veröffentlichten Beobachtungen.)

Von Walter v. Senarcens-Grancy, Graz-Ankara.

Mit 1 Karte und 5 Zeichnungen.

In dem gleichen Jahre, in dem H. Hanke im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1935, Bd. LXXXV, seine „Quartärgeologischen Untersuchungen im inneren Ötztal“ veröffentlichte, war es mir durch eine Beihilfe des D. u. Ö. Alpenvereines möglich, das innere Stubaital und die ursprünglichen Daunstadien der „Alpen im Eiszeitalter“ zu besuchen. Während das Ergebnis dieser Studie zum Druck vorbereitet wird, scheint es mir für die weiteren Moränenstudien wertvoll, auch einige unmittelbar benachbarte und glazialgeologisch schon bearbeitete Gebiete, wie dieses, zum Vergleich heranzuziehen. Um so mehr ist dies notwendig, als die Beobachtungen in den Nachbargebieten nicht einheitliche Resultate ergaben und eine Auseinandersetzung in diesem Fall früher oder später notwendig ist. Mit Bedauern, aber auch ganz unumwunden gebe ich zu, von dem hier zu vergleichenden Gebiet das Tal von Gurgl persönlich nicht zu kennen. Wohl aber habe ich das Veuter Tal und seine Hochregionen durchwandert und Teile des Windacher Tales kennen gelernt und kann die Erinnerungen durch reiches Bildmaterial ergänzen.

In sehr klarer Weise hat H. Hanke unterschieden zwischen den Moränen und zugehörigen Gletschern des Daunstadiums, welches etwa talaus von Vent und Obergurgl endeten, und einem mächtigen Gschnitzgletscher mit seinen Spuren, welcher N Sölden hielt.

Der Abstand der beiden Stände ist, zumal an Hand der beigegebenen Kartenskizzen, derart groß und deutlich, daß eine scharfe Unterscheidung der beiden Stadien völlig gerechtfertigt erscheint.

Dennoch ist es nötig, einige Beobachtungsstellen mit den Nachbargebieten eingehender zu vergleichen.

Die Daunstadien H. Hanks sind bei Vent wie bei Gurgl im wesentlichen durch einen einzigen Wall gegeben. Das scheint zunächst gut zum Daun des unteren Langental im inneren Stubai zu stimmen, welches nach den „Alpen im Eiszeitalter“ ebenfalls nur aus einem Wall besteht.

Meine Begehung der Langentaler Daunmoränen ergab aber, daß der oft zitierte Wall nur ein Glied einer wallreichen Gruppe ist, sowohl innerhalb wie außerhalb dieses Walles liegen dicht gedrängt weitere Stände (siehe hierzu Fig. 1 a).

Man ist nicht berechtigt, aus einer größeren Wallgruppe, sobald man eine solche nun einmal festgestellt hat, einen zufällig etwas größeren Wall als markantes Stadium herauszugreifen. Es ist aber auch schwer, die Bezeichnung Daun nachträglich auf den innersten Wall der Langentaler Gruppe zu reduzieren, da H. Kinzl<sup>1)</sup> für derartige innerste Wälle die Bezeichnung Egessenstadium vorgeschlagen hat.

Zwischen den Egessenstadien und den Enden der Moränenstirnen des 17., 18. und 19. Jahrhunderts fehlen in der Regel weitere typische Endmoränen. Die Abstände zwischen den Egessenwällen und den jüngeren Moränen sind gering im Bereich von Hochtälern und Karen mit auch heute nur geringer Vergletscherung, hingegen groß oder sogar sehr bedeutend in Hochtälern, welche noch heute größere Gletscher bergen.

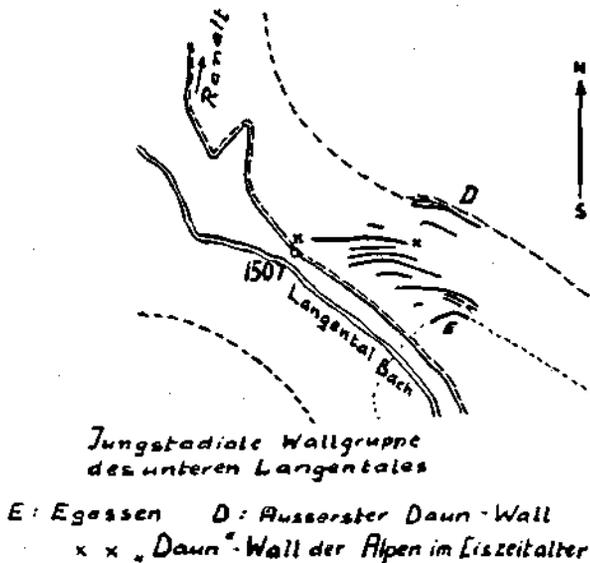


Fig. 1a.

Taleinwärts von den von H. Hanke beschriebenen Daunmoränen werden bis an die historischen Moränen heran keinerlei weitere Endmoränen angeführt, obgleich das Gelände stellenweise mehrfach nur mäßig geneigt und zur Erhaltung weiterer innerer Wälle günstig wäre. Ich halte daher die H. Hankeschen Daunmoränen bei Vent und Gurgl für Egessenstadien. Die Entfernung dieser Moränen von den heutigen Gletschern sind zwar bedeutend (7—10 km), aber auch im Stubai und dem von H. Kinzl untersuchten Sellrain betragen die größten derartigen Abstände bereits 3—4 km. Die Beträge entsprechen einander vollkommen, gemäß der bedeutenderen Größe der heutigen Vergletscherung im innersten Venter und Gurgler Tal und des geringeren Ausmaßes in den Stubai Tälern.

<sup>1)</sup> H. Kinzl, Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Z. f. Gletscherkunde 1929, Bd. XVII, S. 66.

Der Wallreichtum der Langentaler Moränengruppe steht nicht vereinzelt da. Gleich in der benachbarten Falbeson Alm (Fig. 1 b) ferner im Sellrain (auch hiezu siehe die H. Kinzlsche Studie, die Geologische Glocknerkarte des D. u. Ö. Alpenvereines u. a. o.) besteht die erste Moränengruppe talaus der historischen Stände — die jungstadiale Gruppe — aus zahlreichen, einander mehr oder minder gleichwertigen Wällen. Überall sind diese vollständigen Wallgruppen stets nur im günstigen Gelände erhalten. Ein solches fehlt aber offenbar N der Egessenstände von Vent und Gurgl, zumal im Bereich des unmittelbaren Talgrundes.

Erst in flachen Teilen der höheren Talflanken verzeichnet H. Hanke in der Unteren Weide W Wurm Kogel—Schermer Spitze Wälle und Wallabsätze. Diese bezeichnen den Rand bedeutend größerer Talgletscher und gehören selbst offenbar einer Wall- oder Absatzgruppe an, deren zugehöriger größter Gletscher nach H. Hanke und den „Alpen im Eiszeitalter“ N Sölden endete.

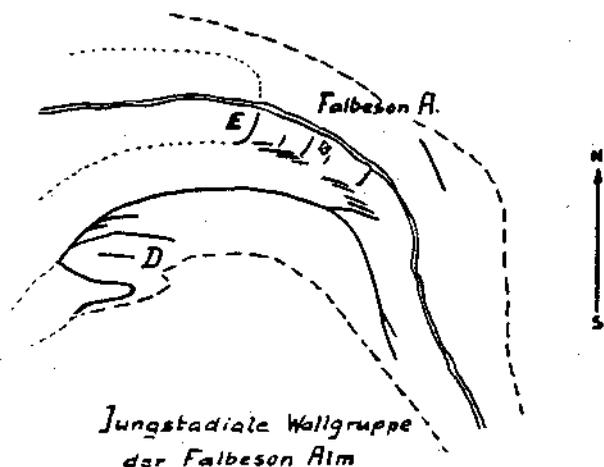


Fig. 1b.

H. Hanke bezeichnete diesen Gletscher auf Grund der notwendigen Schneegrenze als Gschnitzgletscher, Penck-Brückner haben ihn als Daun aufgefaßt.

Die ausschlaggebenden Stellen zur Entscheidung bringt H. Hanke bei, durch die Darstellung der hohen Ufermoränen der großen Talgletscher.

Die Untere Weide wird von Wällen und Absätzen durchzogen, welche von 2460—2350 m sich herabsenken. Ober dem Ufer des großen Talgletschers liegen der Wilde Ferner und der Pauker Ferner, denen 1850er und hochliegende (eher jünger als älter) frührezente Moränen vorgelagert sind. Vor diesen Moränen verzeichnet H. Hanke einen einzigen Daunstand.

Diese Darstellung ist nur berechtigt, wenn man daran festhalten will, nur einen Wall außerhalb des Egessenstandes (sofern hier nicht überhaupt ein Fernaustand vorliegt) als das Daun anzusprechen. Eine solche Auffassung ist nur in Gebieten möglich, in denen durch die Art des Geländes eine volle Entfaltung der Moränenlandschaft unmöglich gemacht wurde, wie in Tälern

mit Hochwasser und starker Verschwemmung, in Schluchten oder im häufigsten Fall: wenn talaus auf einen wallbedeckten Karboden ein größerer Steilhang folgt. Dann sind die einzelnen Wälle streng vereinzelt, die Abstände zu tieferen Endmoränen werden groß, wesentlich unterscheidbare Stadien scheinen vorzuliegen.

Ist aber das Gelände talaus des Egessenwalles günstig geformt, wie stellenweise im unteren Langen Tal des Stubai, wie in der Falbeson Alm oder in den Hochkaren in der Nähe des Daun Kogel, dann folgen die Stirnwälle talaus des Egessenstandes stets in derart großer Zahl und so dicht gedrängt, daß man nicht mehr daran denken kann, einen oder ein paar Wälle als das ausschließliche Daun herauszugreifen und durch die vollentwickelte Gruppe, wie etwa S der Pfandl Spitze (siehe Fig. 2) eine künstliche Grenze zu ziehen.

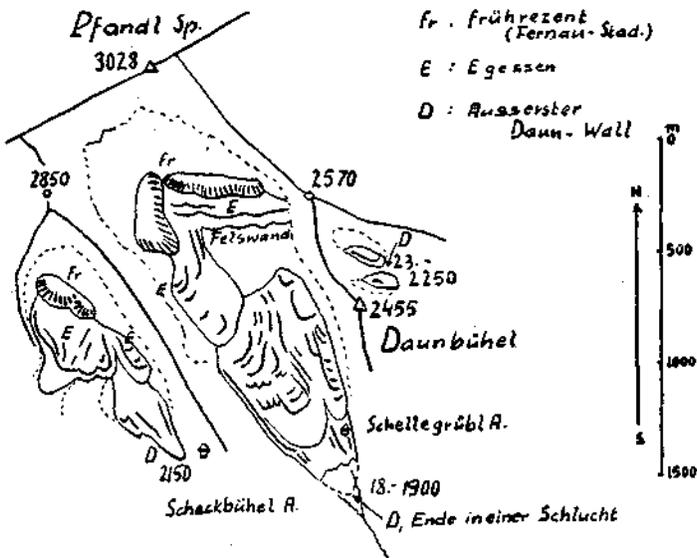


Fig. 2. Jungstadiale Wallgruppen und Daun-Endmoränen am Daunbühel.

Wallgruppen wie S der Pfandl Spitze faßt man am besten als jungstadiale Gruppe zusammen und bezeichnet den innersten Wall als Egessenstadium, den äußersten (wie „2150“ bei der Scheckbühel Alm, siehe Fig. 2) als Daun, da ja die gesamte jungstadiale Gruppe im Bereich des Daun Kogels sehr reich entfaltet ist. Die „äußersten“ oder Daunwälle der jungstadialen Gruppe sind durch wallfreie Vorfelder erkennbar (Gelände bei der Scheckbühel Alm, NO des Daun Kogel, Gelände niedrig gelegener, großer, gegen Wind wenig geschützter Kare der Tauern und ihrer Vorberge).

Es liegt nun nahe, das ungefähre Größenausmaß der Moränenlandschaft des S-exponierten Kares unter der 3028 m hohen Pfandl Spitze mit der möglichen größten jungstadialen oder Daunvergletscherung des NO-exponierten Kares unter dem 3007 m hohen Wurm Kogel zu vergleichen. Beide Kare sind von erheblichen Felswänden umrahmt und einander mindest gleichwertig. Die natürliche Gunst des Kares NW des Wurm Kogel im Hinblick

auf eine stadiale Vergletscherung ist eher noch größer, wenn man die hier noch bestehenden Gletscher berücksichtigt.

Dieses Mehr an Gunst dürfte überwiegen gegenüber dem Weniger, welches durch eine leichte Hebung der Schneegrenze von den Stubaiern (vgl. hiezu besonders die tiefen Fernaustände daselbst) in die Ötztaler bedingt ist.

Im Kar S der Pfandl Spitze erstreckte sich der größte jungstadiale oder Daungletscher (ein Daun im neueren Sinne, mit von vorneherein größerem Ausmaß) von der unvergletscherten Karwand talaus um über  $1\frac{1}{2}$  km bis in etwa 1800—1900 m Höhe hinab.

Im Kar NW des Wurm Kogels konnte ein Gletscher in gleichem Abstände von den heutigen Gletschern, bzw. von den 1850er Moränen in 2200—2300 m geendet haben, u. zw. mindest hier, wenn nicht sogar noch tiefer — angesichts der NW-Auslage — und eben gleichzeitig mit dem nördlicher gelegenen, S-exponierten, tiefer herabreichenden Gletscher unter dem Pfandl Kogel.

Man kann auch sagen, ein Gletscher von der umrissenen Größe mußte den obigen Vernunftgründen nach bestanden haben und er mußte in dem nur mäßig geneigten Gelände den Schutt der teilweise hohen Karwände abgelagert haben.

Der von H. Hanke kartierte einzige Wall ist kaum 1 km von den heutigen Gletschern entfernt, er kann einen typischen Egessenwall (= Egessen des Haupttalgletschers N Ob. Gurgl, bei Poschach) darstellen, niemals aber den Rand der vollständigen jungstadialen Wallgruppe. Der tiefste jungstadiale oder Daunwall müßte erheblich tiefer und weiter talaus liegen — hier aber sperren die Uferbildungen („2460—2350“) des großen Haupttalgletschers das Gelände, in einem Abstand von nur  $1-1\frac{1}{2}$  km von den heutigen Gletschern.

Eine Erhaltung des lockeren Moränenmaterials dieser hohen Uferwälle und Absätze unter dem Vorstoß eines seitlichen Gletschers, besonders eine ungestörte Erhaltung der Formen ist undenkbar. Die hohen Uferwälle des großen Gletschers wurden daher als Mittelmoräne ausgebildet, zu einer Zeit als das Eis aus dem seitlichen Kar NW des Wurm Kogel nicht mehr nennenswert gegen die Tiefe des Haupttales hin vorstieß, somit während der Phasen des Rückganges nach dem jungstadialen Höchststand.

Der große Haupttalgletscher, der die hohen Ufermoränen des Gurgler Tales aufschüttete, war demnach ein jungstadialer Gletscher von nahezu äußerstem Ausmaß und die ihm und dem großen Talgletscher des Venter Tales zugehörigen Moränen bei Sölden sind von Penck-Brückner mit Recht als Daunstadien bezeichnet worden.

Noch viel schärfer sind diese Verhältnisse an der Einmündung des Spiegeltales in das Niedertal (oder nahezu in das Venter Tal) zu erkennen (siehe hiezu Fig. 3). Die Uferwälle des Haupttalgletschers in 2580—2550 m Höhe geben nach der Kartendarstellung H. Hankes, wie nach der Zeichnung Fig. 3 gut zu erkennen, daß sie das seitliche Tal gewissermaßen absperren. Nahe heran an diese Sperre reichen der heutige Gletscher und Spuren der Vorstöße in den letztvergangenen Jahrhunderten.

Durch die Lücke zwischen den Stücken der Ufermoränen im N und S des Spiegelbaches konnte gerade noch in der Phase des Egessenstandes das Eis des Spiegel Gletschers haupttalwärts ziehen ohne die älteren Uferwälle zu „verletzen“.



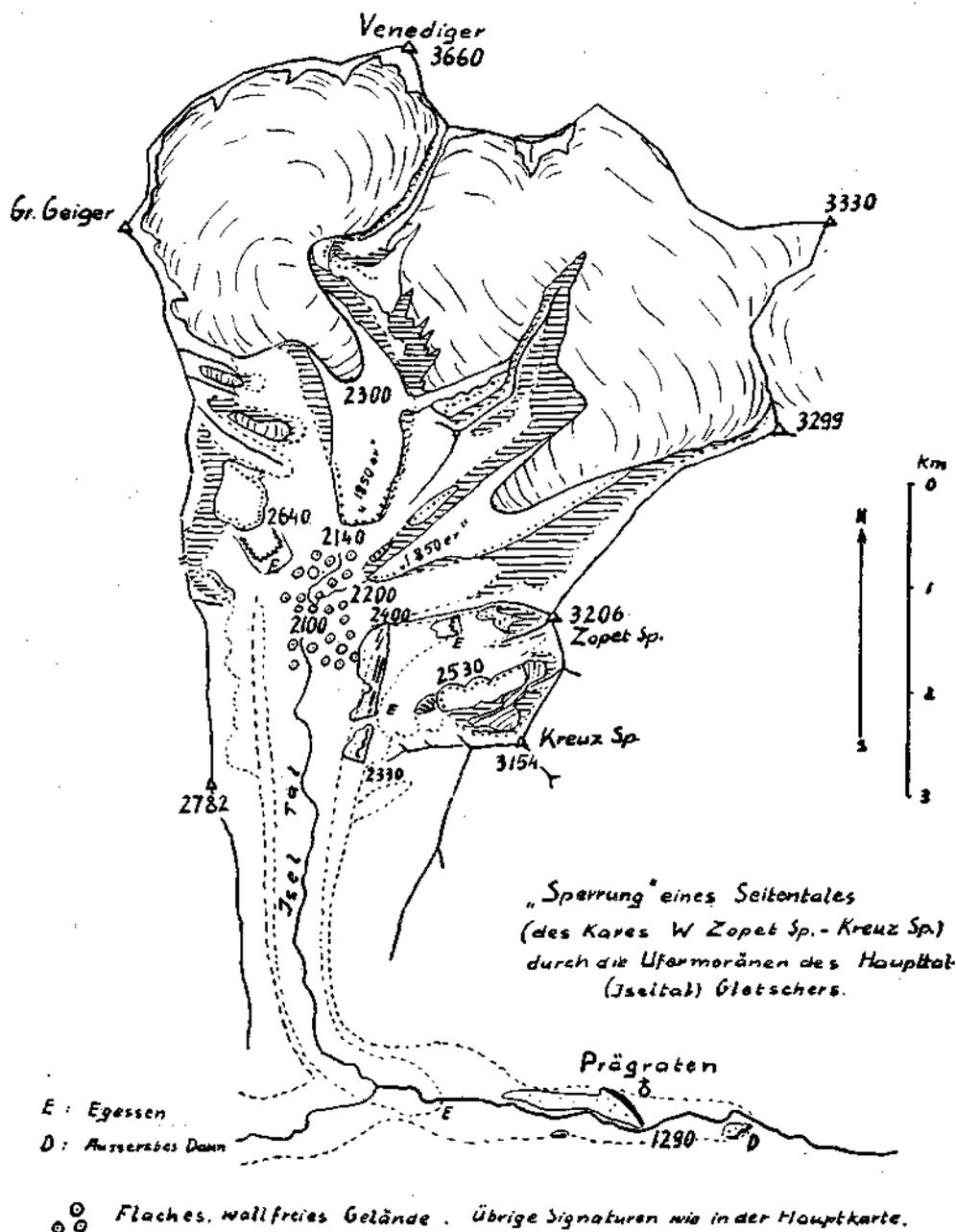


Fig. 4.

Auch in diesen innersten Öztälern waren die Egessengletscher in der Nähe der 1850er Moränen und besonders an Stellen günstiger Stauung (wie im oberen Isel Tal der Venediger Gruppe) gleichfalls mächtig (vgl. die Ufermoräne am Rofen Berg in 2700 m Höhe, den Talboden in 2300 m Höhe, also 400 m Eisdicke des innersten Standes).

Aber ein Unterschied der Gruppierung der Moränen, bzw. der hypothetischen Gletscherenden liegt darin, daß in der S-seitigen Venediger Gruppe oder im Malta Tal der Ankogel-Hochalm Gruppe die Wälle der gesamten jungstadialen Gruppe, den innersten Egessenstand mitinbegriffen, dicht gedrängt oder mindestens einander sehr benachbart liegen, während hier von Egessen- bis zum Daunstand (N Sölden) ein Zwischenraum von etwa 15 km liegt.

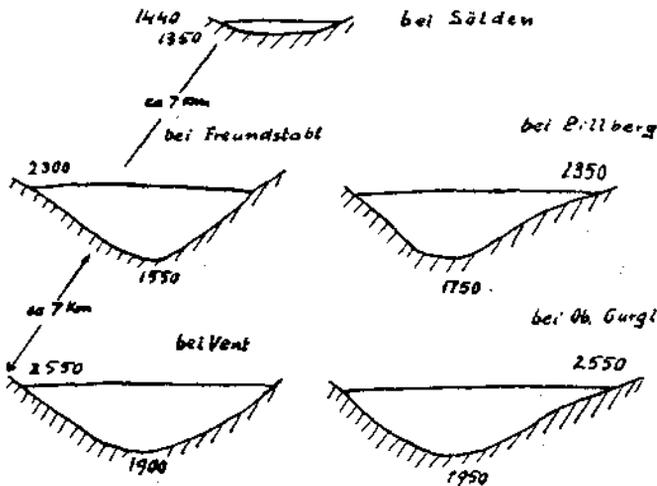


Fig. 5. Eisquerschnitte des Haupttalgletschers im inneren Ötztal (des „Gschnitz“-Gletschers, nach den Angaben von H. Hanke).

Das radikale, rasche, pausenlose Abschmelzen der großen jungstadialen Gletscher ist in der S-Abdachung des Venediger und im Malta Tal erst nach dem Egessenstand (oder Vorstoß) erfolgt, in den inneren Ötztälern und im wesentlichen auch im inneren Stubai ist bereits vor dem Egessenstand ein großer Rückgang zu verzeichnen.

Diese Tendenz des rascheren Abschmelzens und der dadurch bedingten räumlichen Auseinanderziehung der innersten und äußersten Jungstadien ist vermutlich auf die auch heute erkennbaren, bekannten, lokalen, aber doch für ganze Gebirgsgruppen typischen Klimaunterschiede (geringere oder größere Niederschläge, „tiefe oder höhere Schneegrenzen“ ...) zurückzuführen.

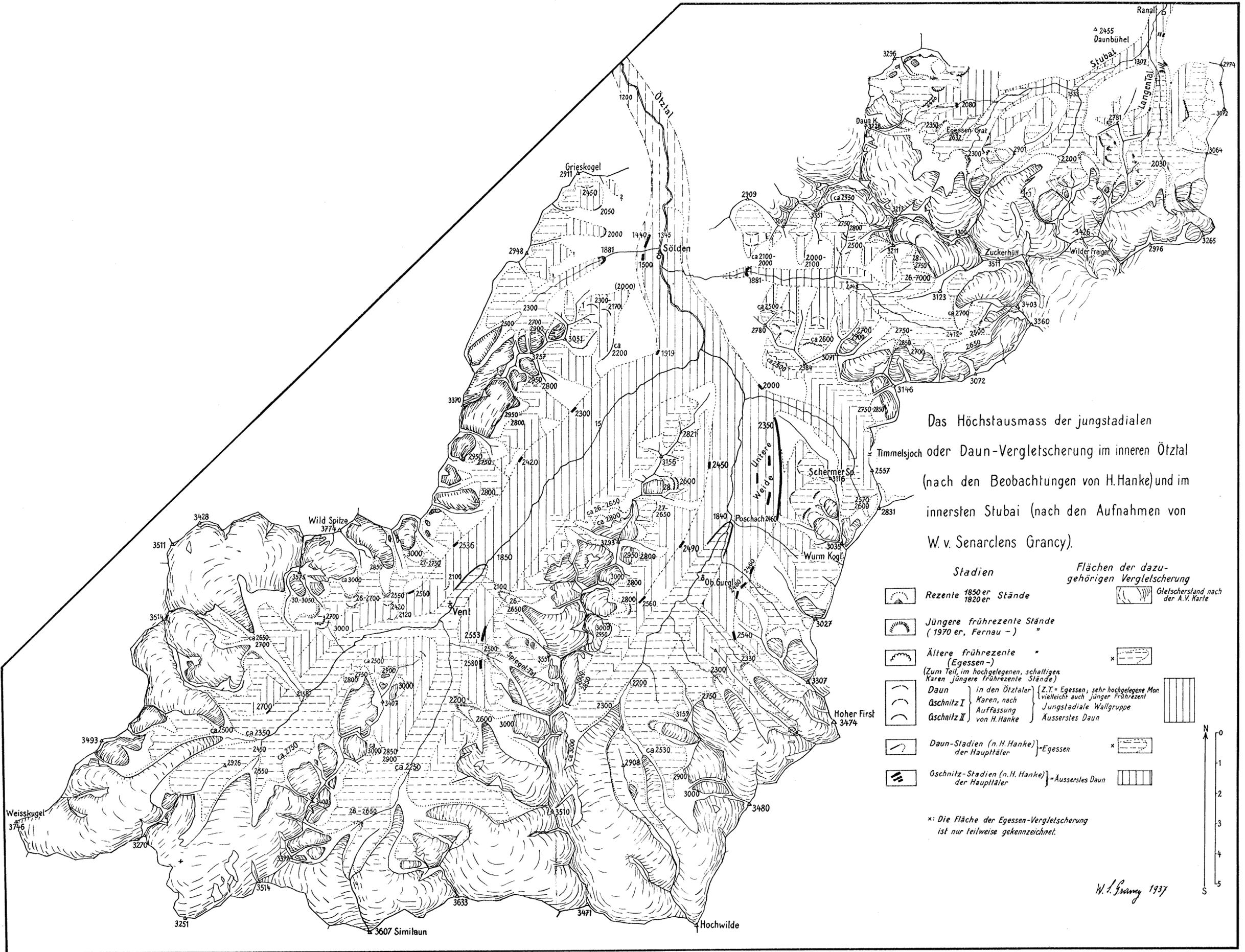
Es erübrigt sich nun die Frage, ob die Moränen bei Sölden den äußersten jungstadialen (typischen Daun-)Stand kennzeichnen oder nicht. Nach den H. Hankeschen Angaben war die Eisdicke bei Sölden etwa 100 m oder nur wenig mehr. Jedoch nahe S Zwieselstein betrug ebenfalls nach H. Hanke die Eisdicke im Gurgler Tal noch 600–650 m, im Venter Tal 700–750 m. Da diese noch bei Zwieselstein sehr mächtigen Gletscher sich vereinigen,

ist der rasche Schwund von hier bis gegen Sölden nicht ohne weiteres einleuchtend (siehe hiezu Fig. 5). Vorausgesetzt, daß die hohen Ufermoränen in den Tälern von Vent und Gurgl von H. Hanke zu Recht beobachtet wurden, sind die Söldener Moränen noch nicht die Spuren des äußersten jungstadialen Vorstoßes. Der äußerste jungstadiale oder typische Daungletscher könnte mindestens bis in die Nähe von Huben gereicht haben. Die so bedeutende Höhe der Ufermoränen der innersten Ötztaler spricht dafür, denn wie gezeigt wurde, kennzeichnen auch diese Wälle oder Absätze nur einen etwas jüngeren Stand nach der Bildung des größten mit dem Eis aller Seitentäler vereinigten jungstadialen Gletschers (= nach dem typischen, äußersten Daungletscher). Lediglich um irriige Auffassungen zu vermeiden, füge ich bezüglich des Ötztaler Anteiles der Moränenkarte noch bei: Die Darstellung der eiszeitlich-stadialen Moränen folgt durchaus der H. Hankeschen Karte. Die Darstellung der rezenten und jünger-frührezenten Moränen ist der H. Hankeschen Karte sowie der A.-V.-Karte (1:50.000) entnommen. Ergänzt nach den bekannten Daten sind die jungen Moränen des Vernagt-Guslar Ferners im Rofen Tal, welche wohl nur infolge eines Versehens in der H. Hankeschen Karte nicht enthalten sind.

Der A.-V.-Karte sind die grobumrissenen Grenzen der heutigen Vergletscherung entnommen, ebenso die Zahlen, welche ungefähr die Höhe der letzten Gletschervorstöße und die Höhe der heutigen Eisränder andeuten. Diese Art der Darstellung ist unbedingt notwendig, wenn man ein rasch und mühelos zu überblickendes Bild der Eisflächen und der Stauungsmöglichkeiten, der „latenten glazialen Energie“, der Hochtäler und Hochkare geben will.

Die Beurteilung der Gesamtverhältnisse der jungstadialen Vergletscherung im Ötztaler Anteil der Moränenkarte erfolgte nach vorangegangenen Beobachtungen in der Mieminger Kette, im inneren Stubai, im Venediger Gebiet, in der Virgener und Villgrater Kette, in den Lienzer Dolomiten und der Hochalm-Ankogel Gruppe. Diesem Kartenteil liegen nicht eigens zum Zweck der hier vorgenommenen Veröffentlichung von mir gemachte Beobachtungen zugrunde, sondern neben den oben angeführten Quellen nur die lebendig gebliebene Erinnerung an das Landschaftsbild und besonders an die früher bei Vent besuchten Hochgebirgsgebiete.

Die Darstellung der Daun-Egessen-Moränen im obersten Stubai beruht auf eigenen Untersuchungen und ist ein Teil einer bis zu den Innsbrucker Kalkkögeln reichenden, zur Veröffentlichung vorbereiteten Moränenkarte.

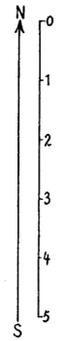


Das Höchstausmass der jungstadialen Timmelsjoch oder Daun-Vergletscherung im inneren Ötztal (nach den Beobachtungen von H. Hanke) und im innersten Stubai (nach den Aufnahmen von W. v. Senarclens Grancy).

Stadien	Flächen der dazugehörigen Vergletscherung
 Rezente 1850 er. Stände 1820er	 Gletscherstand nach der A.V. Karte
 Jüngere frührezente Stände (1970 er, Fernau -)	
 Ältere frührezente (Egessen -)	 *
(Zum Teil, im hochgelegenen, schattigen Kären jüngere frührezente Stände)	
Daun } in den Ötztälern { Z.T. = Egessen; sehr hochgelegene Mon- Gschnitz I } Kären, nach } (vielleicht auch jünger Frührezent Gschnitz II } Auffassung } Jungstadiale Wallgruppe von H. Hanke } Ausserstes Daun	 *
Daun-Stadien (n. H. Hanke) } Egessen der Haupttäler	 *
Gschnitz-Stadien (n. H. Hanke) } Ausserstes Daun der Haupttäler	 *

\* Die Fläche der Egessen-Vergletscherung ist nur teilweise gekennzeichnet.

W. v. Grancy 1937



[The page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. The text is too light to transcribe accurately.]

# Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten.

Von Josef Stiny unter Mitarbeit von Friedrich Trauth.

Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren.

## Vorbemerkungen.

Über den Baugrund des neuen Lainzer Hochbehälters hat bereits Oberstadtbaurat Dr. Ing. R. Tillmann (21) berichtet. Seither haben Köhler und Marchet (14), Stiny und Trauth (18), aber auch Tageszeitungen (z. B. 19) Beiträge zur gesteinkundlichen und geologischen Kenntnis des Untergrundes des Bauwerkes geliefert. A. Köhler und A. Marchet werden demnächst Ausführliches über die Ergebnisse ihrer eingehenden gesteinkundlichen Untersuchungen mitteilen. Die geologischen Verhältnisse der Baustelle und ihrer Umgebung sollen die nachstehenden Zeilen schildern.

Nach der Karte des Gemeindegebietes von Mauer bei Wien (1:10.000, Verlag der Hauptschule in Mauer) steht der neue Hochbehälter im sogenannten Fleischhacker Mais des Lainzer Tiergartens auf einem Berggrücken, der vom Erlaaer Wald über den Mauerwald (381 m) gegen O zieht und sanft gegen Speising zu absinkt. Die Baugrube schloß eine Geländefläche von rund  $2\frac{1}{2}$  ha 1—12 m tief auf und brachte gegenüber dem bisherigen Kartenbilde große Überraschungen.

## Allgemeine Beschreibung der Aufschlüsse in der Baugrube selbst.

Der Mutterboden besaß nur eine geringe Mächtigkeit von 0.1—0.3 m und trocknete im Sommer rasch aus.

Unter ihm lagerte eine durchschnittlich 0.8—1.2 m mächtige braune, örtlich auch rotbraune Lehmmasse, welche bloß eckige Trümmer verschiedener Flyschgesteine einbettet; die Hartsandsteine herrschen vor. Sie bleibt auch während längerer Trockenzeiten in Tiefen unter 0.6—0.7 m feucht. Der Rotbraunboden ruht einer unruhigen, gewellten Oberfläche der gelben Blockschichten auf; er dürfte ein Ergebnis des Schuttwanderns (Gekrieches) sein. Auswaschungsercheinungen sind unverkennbar (Beginn der Aschenbodenbildung).

Der Rotbraunboden überdeckt die Hangendblockschichten, in welche die Pflanzenwurzeln noch ein ziemliches Stück herabreichen (Eichen-Mischwald!). Die Zwischenmasse der obersten Lagen braust mit Salzsäure auf; neben kreidig verwitterten Kalkbröckchen finden sich auch mürbe Zusammenwachsungen mit kohlensaurem Kalk als Bindemittel (Anreicherungstreifen). Die Blöcke sind z. T. kantenrund, vielfach vollrund; eine derartige Abrundung eines Teiles der Blöcke kann im vorliegenden Falle, wo an längere Förderstrecken nicht gedacht werden darf, nur die Brandung bewirkt haben; die

übrigen, mehr oder minder eckigen Trümmer entstammen wahrscheinlich Anhäufungen von Gehängschutt, von Kliffnachbrüchen usw., welche die Mure erfasste. Das Zwischenmittel ist meist reich an Feinteilchen (Blocklehme).

Die Ablagerungsform der Blockschichten erinnert an jene von Murgängen. Deutliche Schichtung fehlt in der Regel; so machen die Absätze einen massigen Eindruck. Die Packung der Blöcke ist fest, die Ablagerung in Böschungen unter 45° standfest. Der Anreicherungsstreifen liegt in den Blockschichten etwa 2—2½ m tief unter der Geländeoberfläche. Hin und wieder schalten sich zwischen die oberen Blockschichten und ihr Liegendes, den Buntton, geringmächtige Linsen und Nester von echten Rundschoffern ein; sie deuten an, daß auf den Schlammstrom eine kurze Spanne reiner Hochwassertätigkeit der damaligen Bäche folgte, die dann bald wieder von Murgängen abgelöst wurde. Unter den Rundgeschieben fanden sich auch vereinzelt, die in den Kalkalpen beheimatet gewesen sein könnten. Da gegen das Ende der Wiener Zeit (Torton) sich auch westlich Mauer immer mehr kalkalpine Geschiebe in das Schottergemenge eindringen, wäre diese Erscheinung nichts Auffälliges; sie liefert auch einen Beitrag zur Altersdeutung der Massen, da vom Mittelpannon an die Verbindung mit dem S unterbrochen war. Amphibolit- und Quarzrundlinge fanden sich nur in solchen Mengen und Größen, wie sie durch Auswitterung aus groben Flyschsandsteinen erklärt werden können.

Die Hangendblockschichten, deren Mächtigkeit unbekannt ist, 10 m aber sicherlich übersteigt, ruhen im Gebiete der Baugrube auf einem steindurchsetzten Bunttone von einer Mächtigkeit, die selten 3 m nennenswert übersteigt; sein Körper hat die Form eines Keiles mit ganz wenig gegeneinander geneigten Backenflächen. Seine oberflächennahen Lagen sind durch mürbe, rein kalkige Zusammenwachsungen und höhlenmäßig kreidig verwitterte Geschiebe lebhaft weiß gesprenkelt; der Anreicherungsstreifen geht somit über alle Gesteinsunterschiede hinweg. Im feuchten Zustande zeigt der Buntton im allgemeinen lebhaft rote bis braunrote Färbung; unregelmäßig begrenzte Nester, Flecken und Flammen sind aber auch grün gefärbt. Er ist ein zur Ruhe gekommener Schlammstrom, den die Verwitterungserde eines feuchtwarmen Klimas zustande brachte.

Sowohl seine Sohle wie sein Dach sind uneben; von oben greifen zuweilen Ausstülpungen der Hangendblockschichten in Taschen oder seichtere Mulden des Bunttones ein; an seiner Liegendgrenze pressen sich Ausbauchungen in die unteren Blockschichten. Bei Punkt 103 füllte der Buntton sogar eine, an der Sohle etwa 25 m breite, grabenbruchähnliche Rinne in den Liegendblockschichten aus, deren Achse ungefähr N—S verlief (nachträgliche Verstellungen).

Ab und zu fanden sich große Bunttonblöcke in den jüngeren Blockschichten; die Murgänge mögen sie aus der Oberfläche des Bunttones herausgebrochen und ein Stück weit mitgerollt haben; ähnliche Erscheinungen kennt man von Bergstürzen her (20).

An der Grenze gegen die jüngeren Blockschichten bemerkt man örtlich einen 1—20 mm dicken, grünen Streifen. Zungen des Bunttones greifen an seiner Oberfläche in den Rotbraunboden ein und zengen von nachträglichen Bewegungen des Bunttones in aufgeweichtem Zustande (Zeit eines Feuchtklimas während der Eiszeit oder Nacheiszeit).

Die Liegendblockschichten grenzen örtlich nicht unmittelbar an den Buntton; es schaltet sich zuweilen eine Lage gelben, sandigen Tegels dazwischen. Er entbehrt der Schichtung, führt vereinzelt kleinere Rundgeschiebe und sondert sich nach Klüften mit sattbraunen Salbändern ab.

Die älteren Blockmassen haben eine Mächtigkeit von mehr als 10 m. Mehrere (mindestens drei) größere und einige kleinere Murgänge liegen ohne scharfe Grenze übereinander. Die Zwischenmasse, in welcher die Geschiebe und Blöcke gepackt sind, ist bald muig-schluffig, bald mehr tonig; in letzterem Falle ist sie nicht ockergelb, sondern mehr rötlich bis rotbraun gefärbt und besitzt eine etwas größere Bergfeuchtigkeit; ihr fehlen in der Regel auch die weißen Sprengel, welche sonst den Anreicherungsstreifen kennzeichnen; sie scheinen durch Manganeisenausfällungen ersetzt zu werden (wellig verlaufende Eisenstreifen). Die Aufschlüsse in der Baugrube zeigten, daß der braune, tonreichere Murgang zwischen zwei Massen von mehr ockergelber Färbung sich einschaltete; die Zeitspanne zwischen den einzelnen, aus verschiedenen Geschiebeherden abgehenden Muren braucht nicht groß gewesen zu sein.

Unweit der W-Ecke des Behälters fand sich im braunen Liegendblocklehm eine 8 m lange und 1 m dicke Linse von Buntton.

Gegen die NW-Ecke der Baugrube zu zeigten die älteren Murgänge unter dem Buntton örtlich andeutungsweise Schichtung; der weiter oben erwähnte, gelbe, sandige Tegel geht hier in Sand über, der schließlich vergrößert und im Murgang auskeilt; ihm sind da und dort kleine Scheibchen von Alpenkalken eingelagert. So sehen wir auch hier den Murgängen Ablagerungen von geschiefeführendem Wasser folgen.

Man gewinnt den Eindruck, daß die Murgänge aus nordwestlicher Richtung gekommen sind; in diese Himmelsgegend weist ihr allgemeines Ansteigen; dort sind auch heute noch die größten Höhen zu finden (Hornauskogel 514 m).

Die Blockschichten erstrecken sich westlich der Baugrube bis über die flache Kuppe 381 (Mauerwald; vgl. Karte, Tafel V) hinaus; nach O und NO kann man sie bis über die neue Kirche in der Dr.-Schober-Gasse hinweg verfolgen. Ihre Grenze gegen S ist unsicher; vielleicht reichen sie bis zu den schlechten Aufschlüssen bunter Schiefer unweit des Eichturmes der 2. Wiener Hochquellenleitung; ganz sicher stehen sie noch in der Örtlichkeit „Karfreitagen“ an; hier entsickern einem wulstähnlichen, niedrigen Steilabfalle sumpfbildende Wasserfäden.

Das Grundgebirge, dem die Blockschichten aufliegen, gehört zum Klippenflysch. Gelb anwitternde, sehr mürbe Sandsteine mit tonig-mergeligen Bindemitteln und verschiedener Körnung herrschen vor; in sie schalten sich echte Mergel und dünn-schichtige Schiefertone von gelber, aber auch bunter Färbung ein. Einzelne dünne, selten auf längere Erstreckung hin anhaltende Einschaltungen von roten Mergeltonen und Schiefertönen fallen schon vom weitem auf. Die bunten Schiefer sind Wasserstauer (Riesel und Quellen im N der Baugrube).

In den zwei Sandsteinklippen nördlich des Mauerwaldes (Karte, Tafel V) stehen Gesteine an, welche mit Trauths Schilderung (23; S. 53) vollständig übereinstimmen; in ihnen fand sich *Pentacrinus tuberculatus* Mill. (Bestimmung Trauth); damit ist das liassische Alter dieser von ihrer Umgebung deutlich sich abhebenden Klippenrücken gegeben.

Die Flyschschichten verraten überall starke Durchbewegung, aber nicht jene Kleinzerhackung, wie sie Zerrüttungsstreifen bringen. Flache Gewölbe mit lotrechten Mittellinien, enggepreßte, liegende Falten, Fältelungen usw. begegnet man auf Schritt und Tritt. Im großen und ganzen herrscht jedoch WNW-Fallen vor.

Die Blockschichten ruhen natürlich ungleichförmig auf dem Flysch, d. h. seine Oberfläche stößt an verschiedene Bergarten der Ablagerung. An der SO-Wand der Baugrube legten sich dünne Lagen von feineren Bachgeschieben aus dem Flysch- und Klippengebiete (Kalkalpen fraglich) unmittelbar auf den gänzlich zersetzten Fels. Die Schrägschichtung zeigt hier gegen NO bis O.

Die obersten Lagen des Flyschfelsens zeigen häufig das bekannte Hackenwerfen. An der SW-Wand der Baugrube trug der zu Lehm aufgelöste, mergelige Sandstein einen 20—25 cm starken, rostbraunen Verwitterungsstreifen (tertiär); auf diesem erst lagerte sich der Buntton ab.

### Besondere geologische Beobachtungen.

Unweit Punkt 104 wurde Ende April 1936 ungefähr in der Höhe der Behältersole ein gewaltiger Tuffitblock von mehr als 50 t Gewicht bloßgelegt (Breite 2.7 m, Länge 4.5 m). Er war in die Liegendblockschichten eingebettet; diese waren überhaupt im allgemeinen etwas reicher an Auswürflingen und Durchbruchgesteinbrocken als die jüngeren Blockmassen; immerhin waren die Fremdlinge auch in den Hangendmurgängen recht häufig.

Die verschiedenen Arten von Durchbruchgesteinen und ihren Abkömmlingen, welche in den Blöcken vertreten waren, haben Köhler und Marchet (14) bereits aufgezählt.

„Die Hauptmenge der Blöcke und Geschiebe entstammte aber — ich füge hier die Darstellung von Fr. Trauth wörtlich an — dem Flysch, dessen sämtliche Spielarten vertreten waren (ganz besonders fein- bis grobkörnige oder selbst konglomeratische Sandsteine und Kalksandsteine des ‚Seichtwasserkreide-‘ oder ‚Klippenflysches‘ und daneben auch hellere Kalksandsteine und Mergel der Inoceramenkreide und grünliche, feinkörnige bis glasigdicke Sandsteine des Glaukoniteozäus). Die auch sehr häufigen und nicht selten versteinierungsführenden Klippengesteine gehörten so ziemlich allen von Trauth seinerzeit aus dem Lainzer Tiergarten beschriebenen (23) Stufen an: so fanden sich helle liasische (Grestener) Arkosesandsteine und dunkelgraue Grestener Kalke mit Terebrateln, Rhynchonellen und Pentacrinen, dunkelgraue Doggerkalke, wie man sie auf der nahen Hohenauer-(Hornauer)-Wiese des Tiergartens anstehend kennt, mit Brachiopoden, Belemniten und Seelilienresten, roter Crinoidenkalk mit der für höheren Dogger (Klauschichten) kennzeichnenden *Rhynchonella defluxe* Opp., rote bis rosarote und z. T. hornsteinführende und mitunter Seelilienfragmente führende Malmkalke, mitunter aus roten und weißlichgelben, eckigen Kalkbrocken bestehende und auch stellenweise spangrüne (tuffige?) Schmitzchen zeigende, oberjurassische Breschenkalke mit *Belemnites* sp. und öfter weißliche tithonisch-neokome Aptychenkalke.“

Außerdem stieß man auf einige Platten von Strandbreschen und Strandkonglomeraten mit Meeresversteinierungen (*Textularia* und andere Kammerlinge, Lithothamnien, Herzmuscheln, Venusmuscheln, Austern, *Arca barbata*,

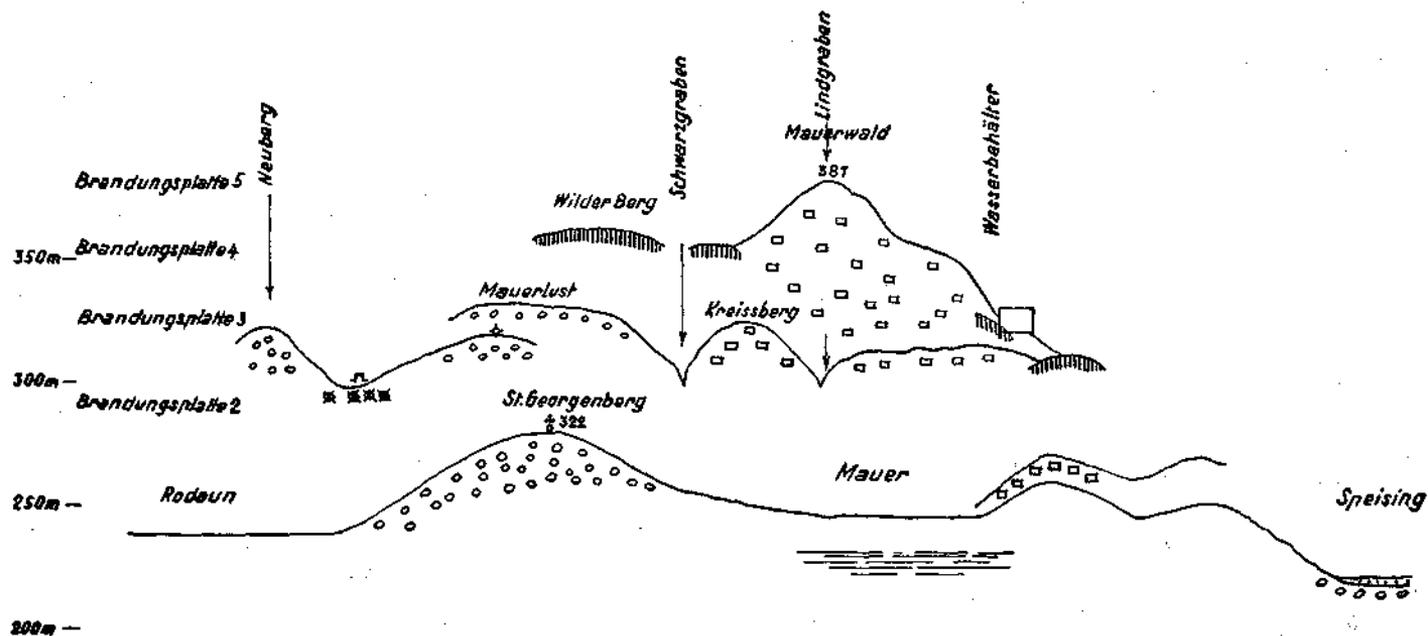


Abb. 1. Riß (Ansicht) des Wienerwaldhanges bei Mauer, überhöht.

Lotrechte Striche: Flysch. Waagrecht gestrichelt: Meerestegel mit Kohlschmitten. Ringelchen: Wienerzeitliche Schotter. Durchkreuzte Ringe: Strandkonglomerat. Eckige Zeichen: Blockschichten.

Korallenbrückstücke, *Serpula*, Bryozoenreste, Kammuscheln usw.); Herr Ing. Bauer zeigte mir eine Strandkonglomeratplatte von  $1.7 \times 1.5 \times 0.5$  m Ausmaß, mit Algenästchen, außerdem einen kleinen Block, welcher erfüllt war mit Abdrücken von Herzmuscheln und Carditaschalen. Herr Ministerialrat Dr. E. Bandl fand ein Flyschkonglomerat aus Plattelschottern, vielleicht

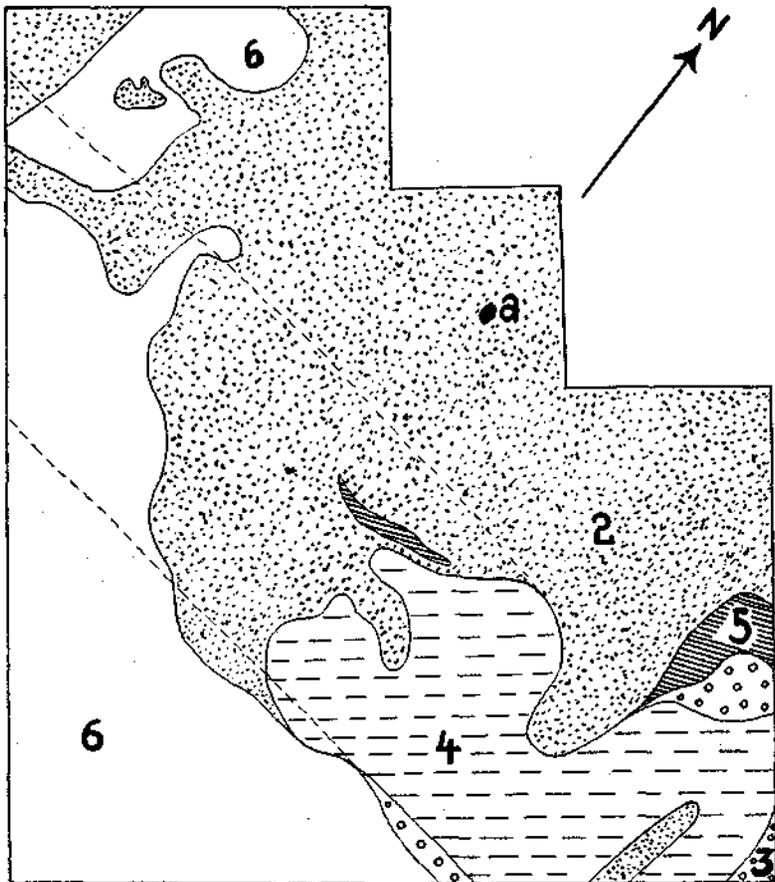


Abb. 2. Grundriß der Sohle des Behälters. Maßstab 1:1500.

a = Örtlichkeit, wo der große Tuffblock gefunden wurde. 2 = Liegendblockschichten. 3 = Braune Hangendblockschichten. 4 = Buntton (gestrichelte Linie: beiläufige Ober- tagfortsetzung). 5 = gelber Lehm und ockergelber, feinsandiger Ton. 6 = Flysch (zer- setzt). Ringelchen unterhalb 5: Übergangschichten; Ringelchen schräg unterhalb Ziffer 4: Hangendblockschichten.

tertiäre Bachablagerung. Knapp über dem Anstehenden fand Herr Hans Hattey Flyschblöcke, welche von Bohrmuscheln angebohrt waren; kanten- runde Blöcke, welche Herr Ministerialrat Dr. E. Bandl sammelte, trugen Bohrlöcher, die durch *Lithodomus lithophagus* L. erzeugt worden waren.

Merkwürdig sind die weiter oben von Trauth erwähnten bunten Breschen aus verschieden gefärbten Juragesteinen; da sie anscheinend (?) auch

Fetzen von Durchbruchstoffen einschließen, sind sie wohl als Feuerbergbreschen zu deuten (siehe tiefer unten). In solchen von Bandl, Stiny, Trauth usw. aufgefundenen bunten Jurabreschen waren auch Belemniten eingebettet. Trauth hält es für möglich, daß diese Breschen auf ältere Durchbrüche hinweisen.

Zahlreiche, untergeordnete Störungen durchziehen die tertiären Massen; sie drängen sich allerdings nur dort dem Auge auf, wo die Blockschichten an den Buntton grenzen. So bilden z. B. unweit Punkt 105 zwei gegen W und O mittelsteil einfallende Verwerfungen den schon erwähnten schmalen, geologischen Zwerggraben. NS bis NNW—SSO streichende, unbedeutende, steile Verwürfe trifft man auch sonst häufig an. Sie entsprechen hier dem Absinken des Wiener Waldes gegen das Wiener Becken und haben mit Setzungserscheinungen nichts zu tun, da sie von anderer Größenordnung sind.

Gleichen Verlauf mit diesen echten Verstellungsflächen haben auch Klüfte im gelben, sandigen Tegel (Liegendes des Bunttones); eine andere Klufthchar des Tegels streicht SW—NO.

### Das Alter der Blockschichten und der Feuerbergerscheinungen.

Die Altersbestimmung der Blockschichten bereitet Schwierigkeiten, da sie keine Reste mit ihnen gleichaltriger Lebewesen bergen. Die alte Karte der Umgebung von Wien, die wir Czizek und Stur (2) verdanken, verzeichnet bei Mauer nur Sarmat. Blatt Baden und Neulengbach der geologischen Spezialkarte 1:75.000 übernimmt diese Auffassung, trägt aber der Auffindung von Meeresversteinerungen im alten Kerne der Siedlung (12, 13, 22) dadurch Rechnung, daß sie hier eine Insel der Wiener Stufe einträgt. In gleicher Weise ging K. Friedl vor; nach seiner freundlichen, mündlichen Mitteilung sollen sich die Blockschichten mit feineren sarmatischen Ablagerungen weiter draußen an der Südbahnlinie verzahnen.

Verfolgt man jedoch die Querschnitte, welche sich am Alpenrande zwischen Speising und Kalksburg gewinnen lassen, so erscheint auch eine andere Altersdeutung möglich und sogar recht wahrscheinlich.

Schaffers Geologische Karte der Umgebung von Wien (16) verzeichnet am Flyschrande bei Speising Meeressande und Konglomerate.

In der Kalksburger Straße und im ganzen Raume zwischen ihr und der Rodauner Straße stehen wienerzeitliche Flyschschotter an; so auch noch in der Schwinggasse. Auch das Konglomerat im Steinbruche N des Neuberges führt zu neun Zehntel Flysch- und Klippengesteine; nur die obersten, kaum verfestigten Schichten sind reicher an kalkalpinen Geröllen. Die Bänke des Konglomerates liegen fast sählig; Klüfte zerlegen sie in einzelne, große Blöcke. Die Salbänder der Spalten überziehen meist Sinterhäute. Eine Hauptschar der durchwegs steilen bis saigeren Klüfte streicht SW—NO; d. i. die Richtung der NW-Grenze der Bucht von Mauer. Die zweite Klufthchar streicht von SSO gegen NNW und läuft damit dem W-Rande der gebirgsbaulich angelegten Bucht von Mauer gleich. Das wienerzeitliche Alter (Torton) der Schichten wird durch eingebackene Meeresversteinerungen bewiesen. In den weiter südlich gelegenen Steinbrüchen hat man schon lange wienerzeitliche Strandbildungen festgestellt, welche sich beckenwärts neigen; sie lehnen sich an den Abbruch der Kalksburger Kalkalpen an.

Der alte Siedlungskern von Mauer steht bekanntlich auf Tegeln und Sanden der Wiener Stufe und führt nicht abbauwürdige Kohlenflöze, welche die Landnähe andeuten.

In der Gebirgsstraße ist grober Schutt in lehmiger Bettung am Kroisberge aufgeschlossen. Er führt neben Flyschbrocken viel Hornstein und Hornsteinkalke sowie reichlich Tithon-Neokom-Trümmerwerk aus den Klippen, hie und da auch Strandkonglomerate mit Meeresversteinerungen; letztere liegen im Anstehenden eingebettet und sind also nicht etwa Überbleibsel aus der Zeit, als man in der Nähe eine Bruchsteinmauer aus Strandkonglomeraten baute. In der Kroisberggasse wird die Ablagerung bereits weit feinkörniger; ein schlechter Aufschluß zeigt auch Bröckchen mit Meeresversteinerungen.

Ähnliche Blockschichten wie im Fleischhacker Mais entblößten auch die Baugruhen einiger Häuser in dem Raume zwischen Asenbauer- und Wittgensteinstraße; daß sie hier nicht etwa umgelagert sind, beweist das Vorkommen von Buntton in der Baugrube des Hauses 42 in der Heudörfelstraße.

Die ganzen Lagerungsverhältnisse sprechen dafür, daß die Blockschichten vielleicht noch wienerzeitlich sind. Sie dürften sich gegen das Ende der Wiener Stufe (Torton) abgelagert haben, zu einer Zeit, da die kohlenführenden Tegel auf ruhigem Meeresboden längst abgelagert waren und sich unweit des Strandes Konglomerate mit Algenästchen (Lithothomnien) und Meerestieren abgesetzt hatten. Als die Strandlinie nach einem kleinen Rückzuge wieder vorschritt, arbeitete die Brandung dann die Strandkonglomerate, den Flyschfels des Kliffes und die Feuerberggesteine mit den sie begleitenden Tuffen auf. Wenn Hassinger (10) die wienerzeitliche Strandlinie etwas höher als 320—330 m annimmt, so fügt sich diese Anschauung recht gut in das Bild, das wir uns von der Gegend um Mauer während des Höhepunktes der Wiener Zeit machen. Als der Meeresspiegel sank, traten Rutschungen und Murgänge ein; Schlammströme bildeten sich aus der lateritischen Verwitterungserde der Küste und setzten sich als Buntton ab. Gar mancher Block der Murgänge trägt heute noch die Bohrlöcher der Muscheln, welche am Strande gelebt haben; auf einem weiten Förderwege oder bei stärkeren, späteren Umlagerungen wären diese Lebensspuren sicherlich abgerieben oder sonstwie vernichtet worden. Die zahlreichen Funde von meerischen Konglomeratplatten und kleineren Brocken gleichen Alters sprechen nicht gegen die Ablagerung der Massen gegen das Ende der Wiener Zeit. In ihre obersten Schichten sind übrigens dieselben Schotter eingeschwemmt, welche wir auch weiter südlich in den wienerzeitlichen Hangendschichten finden.

Daß die groben Ablagerungen zur Zeit des mittleren Pannon unbedingt schon vorhanden gewesen sein müssen, zeigt ihre Abkappung durch die Hassingerschen Fluren 4 und 5, welche als älterpannonische gelten. Sie sind in die Mündungsbucht eines alten, vorpannonischen Tales hineingeschüttet, das bereits Hassinger (10) treffend geschildert hat, ohne daß ihm die Blockschichten des Fleischhacker Mais bekannt waren. Die Blockablagerungen setzen ganz andere Geländeformen voraus, als sie im späteren Pliozän vorhanden gewesen sein können; ihre Nichtübereinstimmung, ja Gegensätzlichkeit zu den heutigen Formen liegt klar auf der Hand. Ähnliche Blockschichten birgt auch am Bisamberge ein altes Tal, das aber hier sich in Wiederausräumung befindet.

Wenn Hassinger (10) die sarmatische Strandlinie für das Gebiet westlich Speising und Mauer mit etwas über 230 m angibt, während unsere Blockschichten ursprünglich über 380 m hoch emporreichten, so möchte ich diese Angabe nicht gegen ein sarmatisches Alter der Blockschichten ins Treffen führen; Krustenbewegungen könnten ja gerade hier die Schichten höhergeschaltet haben; eine solche Annahme fände im ganzen Formenschatze der Umrahmung des Baugeländes ihre Stütze.

Wie Hassinger gezeigt hat, wurde das alte W—O verlaufende Tal noch vor Bildung der Flur 3 angezapft; entsprechende Leisten begleiten den Lauf des Gütenbaches. Aber bereits zur Zeit der Flur 4 hatte der alte Laaber Bach einen Teil der Blockschichten entfernt; seine Talbodenreste liegen, obwohl sie aus Flyschfelsen herausgeschürft sind, auch heute noch um 12—20 m tiefer als die Sanftkuppe des Mauerwaldes (381 m), wo Schützengraben die Blockschichten entblößt haben.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Blocklehme ganz sicher jünger sind, als die ältesten Ablagerungen am Beginne der langen Wiener Zeit; sie sind aber ebenso gewiß älter als die Flur 5, die sie tragen, und damit älter als das mittlere Pannon. Altpannonisches Alter ist wegen der Ausbildung der Schichten (vgl. Eichkogel) unwahrscheinlich, sarmatisches u. a. auch aus dem Grunde, weil sarmatische Versteinerungen vollständig fehlen, während Blöcke und Brocken mit Meerestierspuren der Wiener Zeit in größeren Mengen gefunden worden sind. Die Feuerhergausrüche müssen natürlich mindestens etwas älter sein als das Mittelmiozän, das, soviel wir wissen, nirgends mehr durchbrochen wurde. Die Beobachtungen von Gebhardt und Hlawatsch (6), von Grengg (8, 9) und Trauth (23) zeigen, daß die basischen Durchbruchgesteine Oberkreide durchschlagen haben. Da sich in den Tuffiten der Baugrube reichlich Brocken der Nierentaler Schichten fanden (siehe auch Köhler und Marchet, 14), müssen die Durchbrüche jünger sein als die jüngste Stufe der Kreidezeit; man kommt vielleicht der Wahrscheinlichkeit am nächsten, wenn man sie in das Alttertiär oder in das Altmiozän versetzt.

Einen weiteren beiläufigen Hinweis auf das ungefähre Alter der Ausbrüche gibt ihre Zugehörigkeit zur atlantischen Sippe. Die Bergarten dieser Gruppe lieben das Schollengebirge und meiden den reinen Falten-, bzw. Überfaltungsbau. Man könnte daher schließen, daß zur Zeit ihres Empordringens der Deckenbau bereits in großen Zügen vollendet war und vornehmlich lotrechte Krustenbewegungen vor sich gingen. Da am Deckenbau das Eozän noch teilnimmt, stünde für die Ausbrüche die Zeit vom Oligozän bis zum Altmiozän zur Verfügung. Diese Annahme fördert der Umstand, daß an den Durchbruchmassen bisher keinerlei Wirkungen gebirgshildender Vorgänge, wie Druckschieferung usw., beobachtet wurden. Es kommt nun darauf an, wie viel Beweiskraft man der völligen Unberührtheit der Gesteine vom Falten- und Überschiebungsbau zubilligt.

Sicherheit für diese Einordnung der Schmelzflüßaufstiege in jugendliche Zeiten besteht natürlich nicht; im Gegenteil, man kann auch gewisse Bedenken nicht unterdrücken; und diese knüpfen an die zuerst von Friedl (3) schärfer betonte Feststellung an, daß man die gegenständlichen, den Tescheniten des Karpathenaußenrandes verwandten Gesteine bisher nur in der Klippendecke gefunden hat. Überzeugend wäre jedoch diese Anschauung nicht; denn Grenggs Pikritfund vom Satzberge liegt, wenn ich seine Schilde-

rung (9) richtig verstehe, in bunten Schiefeln, welche ebensowohl in die oberste Kreide als ins Eozän gehören können. Friedl und Waldmann (4) fanden ferner neue Pikritvorkommen im Bereiche des Eozäns westlich von Mauer. Friedl glaubt freilich, daß sie an die Kreide-Eozän-Grenze gebunden seien und daß ihr Eindringen schon vor Aufschiebung der Klippendecke auf das Eozän erfolgt sein müsse.

Steht somit auch das nachkreidezeitliche Empordringen des Großteiles der basischen Schmelzflüsse fest, die Frage, ob die Vorläufer der miozänen Riesensäuger oder erst die echten Mastodonten Zeugen des Schauspieles der Glutteigerscheinungen von Lainz waren, läßt sich derzeit noch nicht mit Gewißheit beantworten. Immerhin spricht die Vielheit der aufgefundenen basischen Tiefen- und Ergußgesteine, namentlich aber die Ausbildung und große Menge der leicht zerstörbaren Tuffe und Tuffite für Ausbrüche, welche der Bildung der Blockschichten — geologisch gesprochen — zeitlich nicht allzulange vorausgingen.

Die Mannigfaltigkeit der Erstarrungsgesteine, welche auf weitgehende Spaltung einer gemeinsamen Stammschmelze und sehr verschiedene Erkaltnngsbedingungen binweist, erinnert an ähnliche Verhältnisse bei den Tescheniten.

In den Blockschichten des Tiergartens sind neben Brockentuffen Kngeltuffe (Lapillituffe) häufig; gelegentlich fanden sich auch kleinere und größere Bomben; die größte mir bekannt gewordene hatte Eiform und einen größten Durchmesser von 30 cm. Die echten Auswürflingtuffe beweisen, daß ein Teil der Feuerbergstätigkeit sich obertags abgespielt haben muß; neben einem vielverästelten Ganggeflechte war vielleicht ein kleiner, wallumgebener Krater vorhanden, welcher aus seiner Esse neben Ergußbergarten auch Tiefengesteinsbrocken ausspie. Groß kann jedoch dieser Feuerberg nicht gewesen sein; dafür spricht das Verhältnis der Tuffite zu den Tuffen. War aber wirklich ein, wenn auch kleiner Krater mit Tuffmantel vorhanden, dann können nicht mehrere Zeitalterstufen zwischen den Ausbrüchen und ihrer Aufarbeitung durch die Brandung liegen; es ist dies ein Fingerzeig mehr für das schon weiter oben vermutete, jüngere Alter der Feuerberggesteine.

Rutschstreifen, welche A. Marchet als erster auf Auswürflingen beobachtete, könnten zur Meinung verleiten, daß schon vor den Ausbrüchen, die der tertiären Gebirgsbildung nachfolgten, ältere Glutflüsse etwa ähnlich den von Trauth mehrfach erwähnten, westlich der Traisen entdeckten Gesteinen, aufstiegen und somit zweimalige Schmelzflußtätigkeit vorläge. Man kann die festgestellten Harnische jedoch auch anders erklären. Die Bildung der Lainzer Tuffe und Tuffite muß recht gewaltsam erfolgt sein; nur kräftige Sprengschläge konnten die Juragesteine und anderen Nachbarbergarten so stark zertrümmern, daß aus ihnen durch spätere Verfestigung bunte Breschen (Feuerbergbreschen) entstanden. Von der Heftigkeit der Ausbrüche zeugen auch die Brockentuffe und die von Ministerialrat Dr. E. Bandl und Ing. Bauer aufgefundenen Bomben, deren eine einen recht hübschen Drall zeigte. Vorgänge von derartiger Wucht waren aber wohl imstande, an Jura- und Kreidgesteinen Rutschstreifen und ähnliche Bewegungszeugen hervorzurufen. Ganz von der Hand zu weisen ist freilich die Vermutung nicht, daß ein bescheidener Teil der Feuerberggesteine von älteren Ausbrüchen herrührt.

Die zahlreichen, z. T. sehr großen Blöcke von Tuffen und Tuffiten stellen also wohl die Reste einer zerstörten Tuffdecke eines Feuerbergmantels dar. Groß kann, wie bereits früher erwähnt, dieser Feuerberg nicht gewesen sein, etwa von der Größenordnung des Monte nuovo bei Pozzuoli oder noch kleiner. Möglicherweise war sein Mantel aus Tuffen (mit Tuffiten) und Lavaströmen zusammengesetzt; dafür würden die von Köhler und Marchet (13) beschriebenen Basalte mit Glasmasse, die Mandelsteinlaven usw. sprechen. Aus eben diesem Grunde halte ich eine Marform für unwahrscheinlich.

Der kleine Feuerberg lag aller Wahrscheinlichkeit nach nicht weit von der Baugrube entfernt, u. zw. etwa NW oder WNW derselben. Hier hat der Lainzer Bach, auf den alten Karten Katzengraben genannt, später ein tiefes und breites Tal eingewühlt, das uns wenig Hoffnung gibt, Näheres über den Ort des Ausbruches zu erfahren.

Die Gehängeanbrüche auf den Kliffen, welche einen Großteil der Blöcke für die Muren lieferten, mögen mehr als 100 m der Erdkruste aufgeschlossen haben; noch heute überragt der Hornauskogel (514 m) den Hochbehälter um fast 200 m und den Mauerwald um nahezu 140 m. Es wurde anscheinend der Rest eines kleinen Feuerberges samt den Ausfüllungen seiner Esse und der sich verästelnden Zufuhrschläuche aufgearbeitet.

Die zahlreichen Funde von Pikriten und Pikrittuffen mehrere Kilometer weit von der Baugrube, denen sich in Zukunft sicher noch weitere anreihen werden, deuten wohl an, daß die Glutflüsse, welche den kleinen Feuerberg im Tiergarten aufbauten, an vielen anderen Punkten die Erdoberfläche nicht erreichten und darum in Gängen und Lagergängen erstarren mußten. Es könnten aber auch ihre obertägigen Fortsetzungen zerstört sein, wenn da oder dort solche vorhanden waren.

Noch eine Beobachtung verdient der Erwähnung. Der Flysch im westlichen Teile der Baugrube war nicht nur überaus stark gefaltet, sondern auch tiefgehendst zersetzt. Vielfach war der mergelige Sandstein in eine lehmige, mit dem Pickel lösbare Masse umgewandelt; da und dort steckten einzelne, knollenförmige Blöcke noch nicht aufgelockerten Sandsteins mit besserem Bindemittel in dem ockergelben, mürben, an Ort und Stelle über 10 m tief zersetzten Flyschfels; eine wesentliche Abnahme der Umwandlungerscheinungen gegen das Liegende war in dieser Tiefe noch nicht zu erkennen. Nirgends im Wiener Walde nehmen Oberflächenverwitterungen ein solches Ausmaß an, auch nicht dort, wo sie so stark beanspruchtes Gestein erfassen, wie es die Baugrube entblößt. Es liegt eine Art Tiefenzersetzung vor, wie wir sie dort beobachten können, wo warme Dämpfe oder heiße Wasser auf Bergarten einwirken; solche Erscheinungen begleiten aber häufig Feuerberg-tätigkeiten oder folgen ihnen nach. Auffällig ist jedenfalls, daß die in der Baugrube angefahrne Quelle und die Wasserfäden, welche den Blockschichten an ihrem Saume entquellen, härteres Wasser führen, als der Durchschnitt der sonstigen Quellen des Wiener Waldflysches; darüber gibt der folgende Abschnitt Aufschluß.

Nach ähnlicher Richtung weist die bereits von Köhler und A. Marchet (14) beschriebene „Vergrünung“ und „Verkalkung“ der Durchbruchgesteine. Auch sie ist eine Erscheinung der Tiefenzersetzung und hat mit der nachträglichen Bildung einer Verwitterungsrinde der Blöcke (Oberflächenverwitterung) nichts zu tun. Die Tiefenumsetzungen in erstarrten Schmelzflüssen be-

anspruchen ebenso wie die vermeldeten „Verlehmungen“, d. h. Entkalkungen des Flysches eine gewisse Zeit; man braucht sie aber nicht gar zu lange einzuschätzen; und so widerspricht sie keinesfalls der Annahme eines tertiären Alters des jüngeren Abschnittes der Feuerbergstätigkeit im Flyschgürtel.

### Die Quellen des Gebietes.

Wasserfäden treten gerne an der unteren Grenze der Blockschichten aus. Nur die Quellen 6 und 10 der tieferstehenden Übersicht weisen eine Härte auf, welche dem Durchschnittswerte der Härte der Flyschwässer zukommt; die übrigen Riesel sind härter; insbesondere fällt die verhältnismäßig große Dauerhärte auf. Ähnliche Härtewerte haben sonst nur Schachtbrunnen des Flyschgebietes. Durch Absatz von Brauneisenrahm verraten die Wässer auch Reichtum an Eisen.

### Ergebnisse der Wasseruntersuchungen.

$H_v$  vorübergehende,  $H_d$  dauernde,  $H_g$  Gesamthärte; E. L. Elektrische Leitfähigkeit in  $10^{-4}$  Einheiten.

Ort der Probenentnahme	Zeit	°C	l/sek	pH	deutsche Grade			E. L.
					$H_v$	$H_d$	$H_g$	
1. Quelle der Wasserleitung .....	1936, 29./3. 11 <sup>h</sup>	6-02	0-3	7-5				
Quelle des Forsthauses .....	1936, 28./4. 17 <sup>h</sup> 1937	7-42	0-2		27-10 24-90	2-50 6-80	29-60 31-70	7-67
2. Quelle in der Baugrube .....	1937, 10./6. 12 <sup>h</sup>	8-2	0-39		26-50	4-50	31-00	7-67
3. Entwässerungsrohr der Baugrube (Quelle 2) .....	1937, 17./10. 12 <sup>h</sup> 1937, 12./11. 12 <sup>h</sup>	10-3 7-10	0-082 0-050					
4. Ostriesel der Osthalde .....	1937, 17./6. 11 <sup>h</sup> 1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	8-41 —	0-0125 0-002		28-60	3-50	32-10	8-41
5. Westriesel der Osthalde .....	1937, 17./6. 11 <sup>h</sup> 1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	8-51 —	0-023 0-018		29-95	6-15	36-10	8-51
6. Ostriesel der Westhalde .....	1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>		0-01		20-60	5-30	25-90	6-02
7. Mittelriesel der Westhalde .....	1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	12-00	0-017		28-90	9-30	38-20	8-51
8. Betonrohr .....	1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	10-8	0-024					
9. Westriesel der Westhalde .....	1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	10-8	0-024		28-30	9-10	37-40	7-93
10. Dränrohr Lindgraben .....	1937, 27./6. 12 <sup>h</sup>	10-6	0-037		19-50	5-10	24-60	6-02

Die stärkste Quelle des Gebietes schnitt die SW-Wand der Baugrube in ihrer nördlichen Hälfte an; sie schüttete am 5. Juni 1937 fast 0.6 l/sek (freundliche Mitteilung der Bauleitung), doch ließ ihre Ergiebigkeit rasch nach. Sie entquillt N—S streichenden Spalten des Flysches, der hier 37/174 einfällt und von 12—13 m mächtigen Blockschichten überlagert wird. Ihre Fassung und Ableitung (3) hat anscheinend die Ergiebigkeit der Quelle 1, welche die Wasserleitung des Forsthauses speist, nicht beeinträchtigt.

Die geschütteten Halden wurden zu eigenen Grundwasserführern. Der östlichen entsickerten Ende Juni 1937 etwa 0.03 l/sek, im Dezember zu frostfreier Zeit aber nur mehr etwa 0.001 l/sek. Die größere W-Halde entsandte im Juni 1937 etwa 0.06 l/sek. Ihr heutiger Fuß war schon früher versumpft; vielleicht entstammt der durch seine geringe Härte auffallende Riesel 6 dem ursprünglichen Einzugsgebiete der Sumpfwasserfäden (vermutlich bunte Schiefer).

Man kann die ungewöhnlich starke Abnahme der Wasser der Osthalde vielleicht folgendermaßen erklären. Die gestürzten Massen waren vielfach feucht oder wurden vom Regen durchnäßt; als der Belastungsdruck ihre anfänglich ziemlich große Hohlraumsumme immer mehr verkleinerte, mußte das Wasser aus den Hohlräumen nach Maßgabe der Setzungsvorgänge in der hohen Schüttung entweichen; die Wasserabgabe nahm bis auf eine verschwindende Menge ab, als die Verdichtung der Massen sich den Überlagerungsverhältnissen restlos angepaßt hatte.

#### Nachwort.

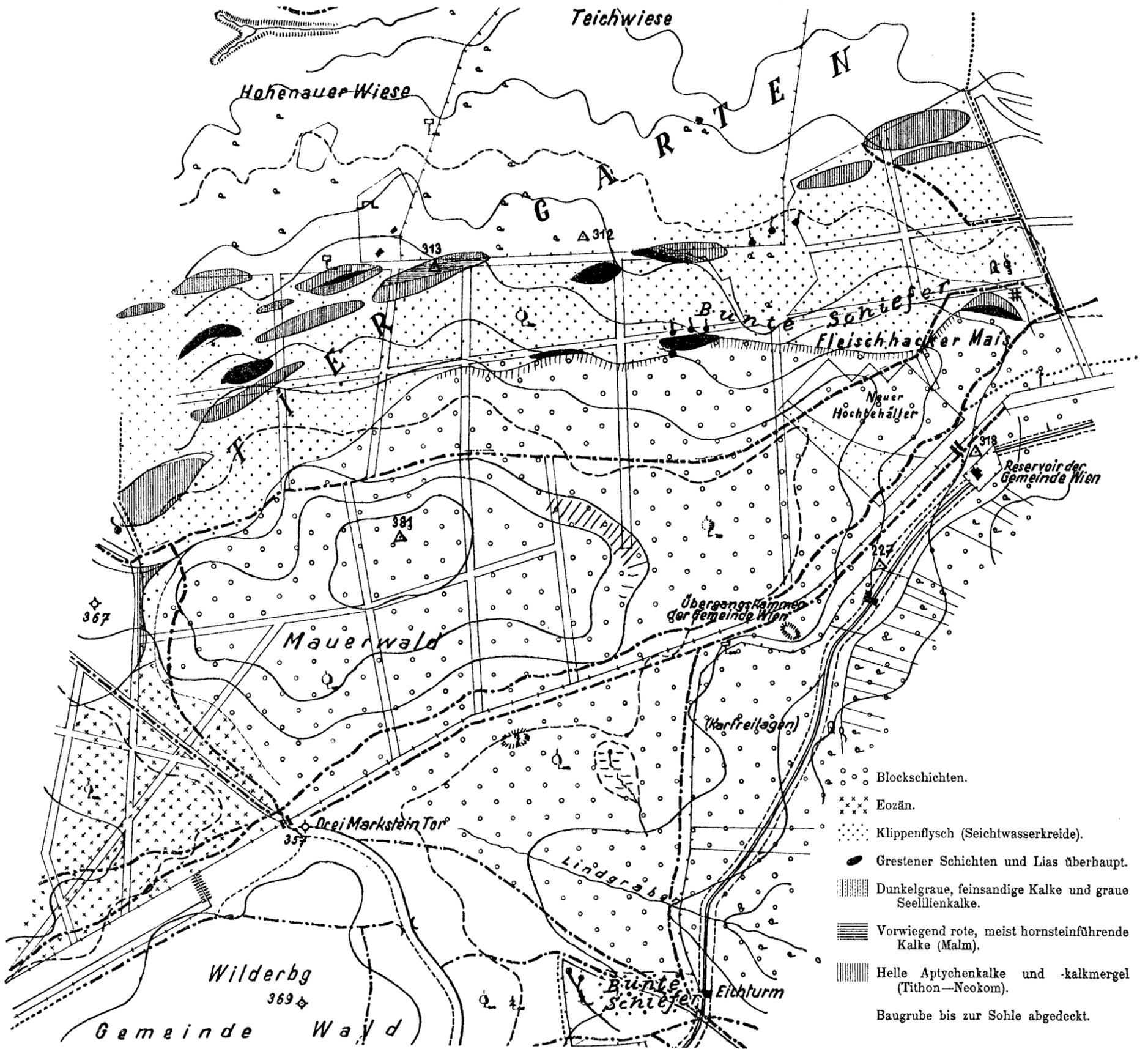
Den Herren der städtischen Bauleitung (Oberstadtbaurat Dr. Rudolf Tillmann, Stadtbaurat Ing. A. Zaubeck, Ing. Hans Bauer) schulde ich vielen Dank für die vielseitige Förderung, welche sie meinen Begehungen des Geländes und meinen Aufsammlungen angedeihen ließen. Meinem lieben Fachkameraden Direktor Prof. Dr. Fr. Trauth gebührt Dank für seine Mitarbeit, welche sich in zahlreichen Bestimmungen von Lebewesenresten und in einer ständigen wissenschaftlichen Fühlungnahme erfolgreich äußerte; ist ja doch Trauth der beste Kenner der geologischen Verhältnisse des Lainzer Tiergartens. Herrn Ministerialrat Dr. E. Bandl sei herzlichst gedankt für seine Unermüdlichkeit im Aufsammeln von Gesteinsabarten und Versteinerungen; er hat mich in seltener Liebenswürdigkeit ständig über alle Neuigkeiten in der Baugrube auf dem laufenden erhalten.

#### Schriftenverzeichnis.

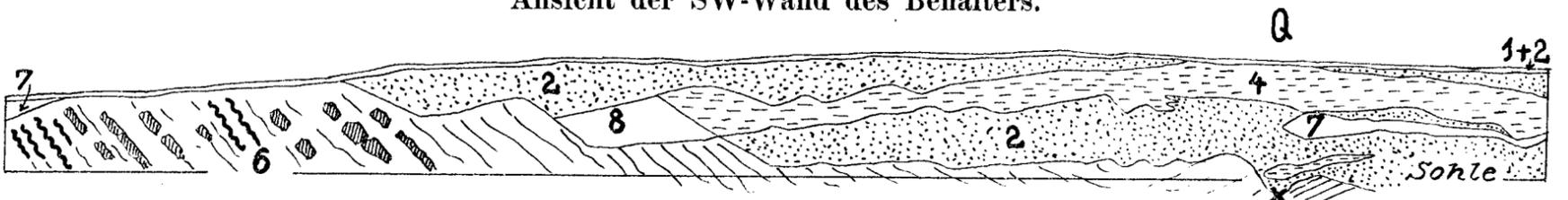
1. Büdel Julius, Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Berliner Geographische Arbeiten, Heft 4, 1933.
- 1 a. Czizek, Über die Fossilreste vom Braunkohlenschurf bei Mauer. Haidingers Ber. 7, 1851, S. 111.
2. Czizek und Stur D., Geologische Karte der Umgebungen Wiens. 1860.
3. Friedl K., Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23. Bd., 1930 (Wien 1931), S. 123—141.
4. Friedl K. und Waldmann L., Neue Vorkommen von Pikrit im östlichen Wienerwald. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23. Bd., 1930 (Wien 1931).
5. Fuchs Th., Der Steinbruch im marinen Konglomerat von Kalksburg und seine Fauna. Jb. GRA., 19. Bd., 1869, S. 189.
6. Gebhardt K. A. und Hlawatsch C., Ein neues Vorkommen von Diabas („Pikrit“) in Hütteldorf bei Wien. Verh. GBA. 1930, S. 140—12.

7. Götzing G., *Aufnahmeberichte über die Kartierungsarbeiten im Bereiche der Flyschzone.* Jb. GBA. 1928 u. f.
8. Grengg A., *Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhofe.* Verh. GBA. 1914, S. 265—269.
9. Grengg A., *Über die basischen Eruptivgesteine im Wiener Flysch.* Verh. GBA. 1922, S. 136—138.
10. Hassinger H., *Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge.* Pencks Geogr. Abh., Bd. 8, Leipzig 1905.
11. Karrer Felix, *Geologie der Kaiser Franz-Joseph-Hochquellen-Wasserleitung.* Wien 1877.
12. Karrer Felix, *Der Einschnitt der elektrischen Bahn in Mödling.* Jb. GRA. 43, Bd. 1893, S. 377—381.
13. Karrer Felix, *Über das Vorkommen mediterraner Schichten in Mauer bei Wien.* Jb. GRA. 1893, Bd. 43, S. 381—384.
- 13a. Köhler Alexander, *Vulkanisches aus Lainz.* Neues Wiener Tagblatt vom 9. Jänner 1938, S. 8.
14. Köhler A. und Marchet A., *Vorläufiger Bericht über jungvulkanische Gesteine im Lainzer Tiergarten bei Wien.* Akad. Anz. v. 17. Juni 1937 (Heft 14), S. 1—4.
15. Kunz F., *Studien über Mauer bei Wien.* Jb. Öst. Tour.-Kl. 1879, S. 143—145.
16. Schaffer F. X., *Geologie von Wien.* Wien 1906.
17. Suess F. E., *Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien.* Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1929.
18. Stiny J. und Trauth F., *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., 1936, Wien 1937, S. 178—179.
19. Stiny J., *Ein vorgeschichtlicher Feuerberg bei Wien.* Wiener Zeitung Nr. 324 v. 25. November 1937.
20. Stiny J., *Eine merkwürdige Einlagerung in einer Bergsturzmasse.* Geologie und Bauwesen, 3. Bd., 1931, S. 227—229.
21. Tillmann R., *Der Bau des Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten.* Zeitschr. Öst. Ing.- u. Arch.-Ver. 1936, Heft 21/22, 25/26 und 33/34 und Allgemeine Bauzeitung, 15. Jhrg., 1938.
22. Toulà Fr., *Eine marine Fauna aus Mauer bei Wien.* N. Jb. f. Min. 1893, Bd. 1, S. 97—100.
23. Trauth Fr., *Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens.* Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 21 (1928), S. 35—132. Hier ausführlicher Nachweis des älteren Schrifttums. Von seiner Wiederholung wird abgesehen.

Umgebung des Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten.



Ansicht der SW-Wand des Behälters.



1+2 Muttererde und Rotbraunboden, 2 gelber Blocklehm, 7 gelber, zuweilen braunklüftiger, schichtungsloser Tegel mit einzelnen Rundgeschieben; nach Norden zu sandig werdend und schließlich auskeilend; 8 gelber, stark sandiger Ton und Lehm, aufgelöstem (zersetztem) Sandstein ähnlich; an der Grenze gegen den Buntton ein 20—25 m mächtiger, rostbrauner Verwitterungstreifen. Wellenlinien: tiefdunkelbrauner Rotmergel und grellroter Schiefer ton mit Trümmern des Rotmergels; gewöhnlich inmitten von gelblichen, lehmig-steinigen Verwitterungsmassen des Flyschmergels, welche ohne scharfe Grenze in den aufgelösten, gewachsenen Fels übergehen. Q x Quelle aus gestörtem Flyschfels.

# Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland).

Von Josef Kapounek.

Mit einer Karte i. M. 1:50.000.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Vorwort</b> .....	49
<b>Stratigraphie:</b>	
<b>Tieferes Torton:</b>	
Basiskonglomerate .....	50
Rusterschotter .....	53
Mitterrieglschotter .....	61
<b>Höheres Torton:</b> .....	64
Sande .....	64
Leithakalk .....	68
Sarmat .....	85
Pannon .....	92
Terrassenschotter .....	96
Diluvium .....	97
Alluvium .....	97
<b>Tektonik — Morphologie</b> .....	97
<b>Zusammenfassung</b> .....	98

## Vorwort.

Vorliegende Arbeit, die das Eisenstädter Becken mit seinen Randgebieten, Leithagebirge und Ruster Höhenzug, umfaßt, wurde in den Jahren 1932 bis 1934 durchgeführt und verdankt ihre Entstehung der Anregung der Herren Professor Dr. F. E. Suess und Bergrat Dr. H. Vettters.

An dieser Stelle möchte ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor F. E. Suess, für seine wertvolle Mithilfe, mit der er meine Arbeit in jeder Hinsicht förderte, den besten Dank aussprechen.

Außerdem fand ich die beste Unterstützung durch die Herren Sekretär C. A. Bobies, Bergrat Dr. H. Vettters und Priv.-Doz. Dr. Winkler-Hermaden, die mir während der Arbeit bei den verschiedensten Fragen mit Rat und Tat zur Seite standen.

Weiters bin ich für die Bestimmung der Foraminiferen Herrn Dr. R. Grill, für Beihilfe bei der Bestimmung von Fossilien, bzw. der kristallinen Schotter den Herren Dr. F. Kautsky, Priv.-Doz. Dr. L. Waldmann zu Dank verpflichtet.

Nicht zuletzt schulde ich wärmsten Dank dem Leiter des Burgenländischen Landesmuseums, Herrn Dr. A. Barb, der mir weitestgehende Unterstützung bot, vor allem durch die Aufnahme in den Arbeitsdienst und durch die Beistellung eines freien Quartiers.

Besonderen Dank erlaube ich mir auch abzustatten der Burgenländischen Landeshauptmannschaft und der Österreichisch-deutschen Wissenschaftshilfe, welche mir durch Gewährung von Subventionen ermöglichten, die Arbeit auf ein größeres Gebiet auszudehnen.

Ergebensten Dank schulde ich auch der fürstlich Esterhazyschen Gutsverwaltung in Eisenstadt sowie der Zentraldirektion in Sopron, durch deren gütige Vermittlung ich die Erlaubnis zum Besuche des Tiergartens erhielt.

## Stratigraphie.

### Tieferes Torton.

#### Basiskonglomerate.

Als ältestes Schichtglied treten weiße Quarzschotter und Konglomerate auf, Kalke mit haselnußgroßen Quarzschottern.

Sie sind als die Basisschichten jener tiefer-tortonen Sedimente, die im nächsten Abschnitt besprochen werden sollen, aufzufassen, wobei die Konglomerate nur als kleine Relikte eines im Miozän sicherlich weit verbreiteten Schichtkomplexes aufzufassen sind, die im Norden von Eisenstadt, nordöstlich vom „Schönen Jäger“ und an der „Hoferstraße“ bei Donnerskirchen aufgeschlossen, beziehungsweise erhalten geblieben sind.

Diese Konglomerate führen nun in einem kleinen Aufschluß nordöstlich vom „Schönen Jäger“ eine kleine Fauna:

*Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.

*Cerithium (Condrocerithium) cf. rubiginosum* Eichw.

*Turritella cf. bicarinata* Eichw.

*Tapes* sp.

Wie man nun aus dieser kleinen Fauna ersehen kann, handelt es sich zweifelsohne um einen brackischen Einschlag dieses Sedimentes.

L. Kober (36) sind diese Schotter schon aufgefallen, er schreibt: „Gegen Donnerskirchen zu treffen wir, wo die Leithakalke auf dem Kristallin liegen, auf weiße kleine Quarzgerölle, feine Schotter. Ihre Lagerung ist unklar. Sie können als Transgressionskonglomerat an die Basis des Leithakalkes gehören. Es ist aber auch denkbar, daß es sich hier um eine jüngere fluviatile Bildung handelt.“

Meine diesbezüglichen Untersuchungen haben nun ergeben, daß es sich zweifelsohne um Basisbildungen des Torton handelt — Kober versteht darunter die Leithakalke, da diese bei Donnerskirchen das tiefste Schichtglied bilden — aber es sind nicht nur die Basisschichten der Leithakalke, sondern auch Basisschichten der tiefer-tortonen, kristalline Schotter führende Sande, die unter dem Leithakalke in der „Sandstätte“ hinter dem Militärinstitut in Eisenstadt aufgeschlossen sind.

Oben erwähnte ich nun, daß es sich um einen im Miozän weitverbreiteten Schichtkomplex handelt. Dieser Schluß ergibt sich nun zunächst aus fol-

gendem: Beim Kartieren stößt man fast immer dann, wenn man an die Grenze Leithakalk—Kristallin kommt, auf ein wechselnd breites Band dieser haselnußgroßen Quarzschotter, oder anders gesagt, ist überall dort, wo diese Schotter auftreten, als sicher anzunehmen, daß die Grenze des anstehenden Grundgebirges nicht mehr fern sein kann.

Aus der Tatsache nun, daß sich die Schotter immer an der Grenze zwischen Leithakalk und Kristallin vorfinden, läßt sich, glaube ich, mit Berechtigung schließen, daß sie zwischen diesen beiden gelagert sind.

Der eindeutige Beweis, daß die Schotter nicht über, sondern unter den Leithakalken liegen und auch noch unter diesen noch liegenden Schottern, läßt sich nun an der Wasserscheide nördlich von Eisenstadt erbringen.

Nordwestlich vom Jägerhaus „Schöner Jäger“, das auf Grundgebirge steht, führt die „Schwarzlackenallee“ gegen das Zigeunerbründl, auch Kohlbründl genannt.

Wenn man diese Allee vom Jägerhaus betritt, so steht man zunächst auf Kristallin, gelangt dann ungefähr an dem Schnittpunkt der Geraden — die man erhält, wenn man die beiden Koten 425 östlich und 424 westlich dieser Allee miteinander verbindet — mit der Schwarzlackenallee in den Schotterhorizont, wobei man zunächst noch immer anstehendes Kristallin beobachten kann. Ungefähr nach 25—30 m gelangt man dann in den Leithakalk, wo hier noch zahlreich diese Schotter herumliegen; verfolgt man dieses Profil weiter, so kommt man ungefähr 100 m nach der Kreuzung der Schwarzlackenallee mit dem Weg, der von Eisenstadt nach Leithaprodersdorf führt, allmählich aus dem Leithakalk heraus in das Kristallin, und hier kann man noch an der Grenze Leithakalk—Kristallin ungefähr 500 m diese Schotter finden, die auch noch, wie die Karte zeigt, gegen Westen, bzw. Nordwesten weiter zu verfolgen sind. Dann verlieren sich die Schotter wieder allmählich und man findet nur mehr anstehendes Kristallin.

Kurz vor dem Zigeunerbründl bei Kote 344 treten abermals auf Kristallin liegend diese Schotter auf, und hier konnte ich auch einen kleinen Rest von Quarzkonglomeraten feststellen.

Wenn man nun weiter den Kohlbründlgraben, der von hier in südöstlicher Richtung führt, ansteigend weiter verfolgt, so kommt man wieder zuerst ins Kristallin bald mit, bald ohne Schotter.

Kurz vor dem Zusammentreffen des „Kohlbründlgrabens“ mit dem Weg „von Eisenstadt“ gelangt man dann in diese Konglomerate, in denen ich die oben angeführte Fauna finden konnte. Diese Schotter treten hier nicht als ein kompaktes Sediment auf, sondern ziemlich lose, selbst etwas gerundet, und machen als Ganzes den Eindruck, als wären sie durch spätere Transgression selbst zu „Schottern“ gerundet worden, d. h. es treten hier auch Gerölle von Konglomeraten auf.

Verfolgt man nun diesen Weg weiter, so kommt man nach ungefähr 30 m in dieselben Sande mit den kristallinen Schottern von Granit, Glimmerschiefer, Quarz und Quarziten wie wir sie später noch kennen lernen werden und die in das Liegende des Leithakalkes gehören, wie man sich in der Sandgrube nördlich des Militärinstitutes in Eisenstadt überzeugen kann.

Alle anderen Profile gegen Norden, Osten und Süden führen dann in den Leithakalkhorizont, der unweit von hier in der „Hauptallee“ bei Kote 454 das höchste Leithakalkvorkommen im ganzen Leithagebirge anzeigt.

Diesem „glücklichen Zufall“, daß hier an diesem wichtigen Punkt auch noch die Sande mit den kristallinen Schottern erhalten, bzw. aufgeschlossen sind, ist es zu verdanken, daß es eindeutig gelungen ist, die Quarzkonglomerate in das Liegende der tiefer-tonernen Sande und Schotter zu stellen, die wieder für sich in das Liegende des Leithakalkes gehören.

Roth v. Telegd (45, p. 16) sind hier diese Schotter schon aufgefallen (von den Konglomeraten erwähnt er allerdings nichts), er erwähnt, daß sie hier wie auch weiter gegen den Buchkogel zu, zu finden sind, wo „Der Leithakalk gegen Norden und Süden von Schottern begleitet wird“; es ist daraus

zu entnehmen, daß es auch ihm auffiel, daß der Leithakalk von Schottern begleitet wird, also an der Grenze zwischen Grundgebirge und Tertiär auftritt.

Es handelt sich auch um einen von allen später noch zu besprechenden Schotterhorizonten vollkommen abweichenden Komplex. Vor allem die petrographische Zusammensetzung. Hier nur hellweiße Quarzschotter im Gegensatz zu den noch später zu besprechenden Schottern, die ein buntes Gemisch von kristallinen Geröllen aufweisen, weiters noch, was die Größe der einzelnen Schotter betrifft und als eines der entscheidensten Merkmale, daß ihnen, das allen anderen Schotterhorizonten eigene Sediment, die Sande zu fehlen scheinen. Wohl ist es möglich, daß hier eine gewisse Täuschung vorliegt, da in wenig aufgeschlossenen Gebieten die Gerölle bei der Abschwemmung übrig bleiben und so in der obersten Bodenschicht eine Art Geröllpanzer bilden; jedenfalls ist aber dieses Sediment im Verhältnis zu den übrigen Schotterhorizonten als ausgesprochen sandarm zu bezeichnen.

Gerade dieser Umstand, daß bei dem Auftreten dieser verhältnismäßig kleinen Schotter, jedwede Sandkomponente zu fehlen scheint, weiters daß die lose herumliegenden Schotter im wesentlichen dieselbe Größe haben wie die in den Konglomeraten und endlich drittens, daß an den zwei Stellen, wo ich die Konglomerate finden konnte, also im Norden vom Jägerhaus in Eisenstadt und in Donnerskirchen an der Hoferstraße (östlich der Schrift Rabensauberg), mit den Konglomeraten „herumliegend“ diese Schotter besonders intensiv auftreten, zwingt zur Annahme, daß die Schotter wie auch die Konglomerate in engstem Zusammenhang stehen und zur selben Zeit zur Ablagerung gelangten.

Es ist ja auch verständlich, daß in diesen Konglomeraten einzelne Kalk- und Sandeinschlüsse rascher als die Quarzgerölle zerstört wurden und somit letztere in gewissem Sinne als Zeugen eines im Miozän sicherlich weit verbreiteten Sedimentes erhalten blieben.

Erhebliche Schwierigkeiten bereitet es dagegen, die Schotter auf die Karte einzutragen. Bald findet man sie zahlreich, so besonders, wie schon ausgeführt, an den beiden Örtlichkeiten, wo die Konglomerate anstehen, weiters noch besonders an der Ost- und Südflanke des Buchkogels, gegen Westen zu, nahe der Grundgebirgsgrenze nördlich von Großhöflein (Ullly Lüss, zwischen 360 und 370 m Seehöhe); am besten sind sie hier zu finden, wenn man den Weg, der westlich an den Leithakalksteinbrüchen am „Kalkofenwald“ vorbeiführt, bis an die Kristallingrenze verfolgt. Weiters noch NNW des Ortes Müllendorf, südlich des Fuchsherges ungefähr bei Kote 346.

Fast an allen anderen Grundgebirgsgrenzen treten sie auch auf, aber oft so spärlich, daß man sie nur hin und wieder finden kann; stellenweise scheinen sie auch ganz zu fehlen, so gelang es mir nirgends hinter dem Esterhazyschen Tiergarten bei Schützen solche Schotter zu finden, allerdings ist auch die Möglichkeit, sie hier zu finden, sehr gering, nachdem hier die Höhen nicht von Leithakalk aufgebaut werden, sondern von Sanden mit großen, kantigen Quarzschottern, die noch später besprochen werden sollen.

Zusammenfassend kann gesagt werden:

1. daß die Quarzschotter und die Quarzkonglomerate zu ein und demselben Schichtkomplex gehören, weiters daß sie in das Liegende der Leithakalke, bzw. der tiefer-tortonen Sande und Schotter zu stellen sind;

2. daß die Quarzschotter von Müllendorf bis Donnerskirchen — mit geringen Unterbrechungen — zu verfolgen sind und aus diesen Resten der Schluß gezogen wird, daß es sich um einen im Miozän weit verbreiteten Schichtkomplex gehandelt hat.

#### Rusterschotter.

Die nun in diesem Abschnitte zu besprechenden Ablagerungen, die wohl zu den interessantesten, aber auch zu den am schwierigst deutbaren Ablagerungen gehören, da sie eine Fülle von Problemen in sich bergen, die sicherlich nicht restlos aus dem verhältnismäßig kleinen Gebiet gelöst werden können, anderseits aber auch in den enger benachbarten Teilen des Ödenburger-, bzw. Mattersburger Becken, soweit ich mich einerseits persönlich durch Exkursionen, anderseits durch Literaturstudium überzeugen konnte, kein Analogon haben.

Ich möchte diesem Kapitel vorausschicken, daß ich am allerehesten die Auwaldschotter, wie sie in der Arbeit von R. Janoschek (31) aus der Landseer-Bucht auf ausführlichste Art beschrieben wurden, als ein Äquivalent dieser im folgenden zu besprechenden Ablagerung auffassen möchte.

Dieser Schichthorizont, bzw. Schichthorizonte, da es sich um zwei, durch ihre petrographische Zusammensetzung der Sand- bzw. Schotterkomponenten verschiedenen Komplexen handelt, haben vor allem eines gemeinsam, daß sie beide unter dem Leithakalke liegen und weiters bestehen beide aus Schottern, die aus dem Kristallin, ganz untergeordnet auch sedimentären Ursprungs (Semmeringquarzite), stammen. Sie unterscheiden sich petrographisch aber insofern, als in dem einen ein sehr buntes Gemisch kristalliner Schotter (Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Quarze, Quarzite usw.) auftritt, während im anderen Komplex ausschließlich Quarzite — wieder weit überwiegend kristalline Quarzite —, nur ganz untergeordnet auch Schotter, die Übergänge von sauren Apliten zu Gangquarzen bilden, auftreten, während alles andere Material nahezu gänzlich fehlt.

Ich will nun zuerst den erstgenannten Schotterhorizont besprechen, der den überwiegenden Anteil am Aufbau des Ruster Hügels hat, anderseits im Leithagebirge, zumindest in dem von mir bearbeiteten Anteil, nur in der sogenannten Sandgstätte hinter der Kaserne in Eisenstadt, bzw. in einem ganz kleinen Rest auch beim „Schönen Jäger“ an der Wasserscheide bei Eisenstadt auftritt, wie wir schon im vorhergehenden Abschnitte gehört haben.

In der Literatur finden wir vom Jahre 1852 von J. Czizek (13) die ersten und ältesten Angaben über Schotter im Ruster Hügelszug, der aber noch verschiedene Schottervorkommen für anstehende Kristallin hielt.

Die erste größere und zugleich grundlegende Arbeit stammt von Roth v. Telegd aus dem Jahre 1879, eine Arbeit, die dann noch im Jahre 1905 weiter ausgebaut wurde.

Roth v. Telegd (45, p. 141 und folgende) stellt im Ruster Hügelszug den Leithakalk „als das älteste Glied der Neogenbildung“ an die Basis des Jungtertiärs, und darüber liegen dann „die Schotterablagerungen aus kristallinen Geschieben“; zu diesem Trugschlusse kommt er dadurch, daß „eben nicht selten mit den kristallinen Schottern Gerölle von hartem Leithakalk auftreten“, und dieser Umstand deutet darauf hin, „daß diese Schotterablagerung in

dieser Gegend erst in einem späteren Zeitabschnitte der Leithakalkbildung begonnen haben könnte“.

Wie man aus diesen kurzen Sätzen ersehen kann, hat er sich zur Beweisführung der stratigraphischen Stellung dieses so wichtigen Horizontes nur der Leithakalkgerölle bedient, während doch immerhin, obwohl gerade der Ruster Hügelzug punkto Grenze Schotter-Leithakalk ziemlich aufschlußlos ist, an einigen Stellen, die noch später besprochen werden sollen, sowie auch aus der Lagerung als solcher der eindeutige Beweis erbracht werden konnte, daß die Schotter in das Liegende der Leithakalke gestellt werden müssen.

A. Winkler-Hermaden (63) hat schon 1927 in einer kurzen Notiz erkannt, daß bei St. Margarethen die „groben Flußschotter aus kristallinem Geröllmaterial“ in das Liegende der Leithakalke gehören, und auch in einer späteren Arbeit (64, p. 167) schreibt er:

„Im Ruster Hügellande erscheinen mächtige, grobe Konglomerate mit Granitgneis- und Quarzgeröllen. Nach meinen Begehungen bei St. Margarethen gehören sie in das Liegende des Leithakalkes, bzw. der marinen Sande. Wahrscheinlich liegt hier ein dem Rosalienfluß gleichaltriges, fluviatiles Konglomerat vor, das von einem Lokalfluß aufgeschüttet wurde.“

Winkler war also der Erste, der zumindest in der Umgebung von St. Margarethen darauf hinweisen konnte, daß die Schotter in das Liegende des Leithakalkes gehören, unklar ist allerdings, wieso er in seiner zweiten Arbeit (64, p. 167) von „Konglomeraten“ spricht — es treten nur Schotter und Sande auf, die nie zu einem Konglomerat verhärtet sind — und außerdem auch von Konglomeraten, die unter den „marinen Sanden“ liegen, während sowohl die Schotter wie auch die Sande zu ein und demselben Komplex gehören.

Wenn ich nun wieder zu der irrtümlichen Stellung der Schotter, wie sie Roth v. Telegd gegeben hat, zurückkehre, so habe ich schon erwähnt, daß er deswegen, weil auch „nicht selten“ Leithakalkgerölle in den Schotter zu finden sind, diese Schotter als jünger als die Leithakalke angesehen hat. Nun kommen in der Tat zu den kristallinen Schottern auch noch Leithakalkgerölle hinzu, aber in größerem Zusammenhang nur an einer einzigen Stelle an der Westseite des Ruster Hügelzuges, u. zw. südöstlich von St. Margarethen. Hier findet man westlich des „Gaszwickel“ auf eine Erstreckung von ungefähr 500 m solche Leithakalkgerölle, die in Gesellschaft der kristallinen Schotter auftreten.

Um dieses „plötzliche“ Auftreten dieser tortonen Kalkgerölle zu verstehen, muß man sich in den St. Margarethner Steinbruch begeben, wo hier — unter der Brücke — an einer schönen Erosionsdiskordanz kristalline Schotter, u. zw. Quarze, Granite, Gneise und Glimmerschiefer, in Gesellschaft mit Leithakalkgeröllen auftreten, und diese Schotter zeigen hier die Erosionslücke zwischen Torton und Sarmat an. Genau dasselbe ist nun der Fall an der vorher besprochenen Lokalität, und Roth v. Telegd (45, p. 13) schreibt ganz richtig: „..... der an den Gehängen des Ruster Hügelzuges auftretende Schotter ist schon als sarmatisch zu betrachten“, dort also, wo auf Grund von schlechten Aufschlüssen nicht herausgebracht werden kann, ob die Sande ober oder unter dem Leithakalk liegen, kommen die Tortongerölle als ein wichtiger Beweis dafür in Betracht. Aber außer dieser vorerwähnten Stelle ist es mir nur noch südlich der Freistadt Rust zwischen „Hotter und Grundgraben“ gelungen, einige Leithakalkgerölle zu finden, die aber hier schon gegenüber den kri-

stallinen Komponenten stark zurücktreten; sonst konnte nirgends ein Tortongerölle gefunden werden, sondern nur kristalline Schotter und Quarzite.

Folgende Schotter konnten gefunden werden:

Granit, meist stark zersetzt,  
 Granit, zerquetscht,  
 zweiglimmeriger Schiefergneis,  
 Muskovitpegmatit,  
 Turmalinpegmatit als Ganggestein,  
 Aplit,  
 Muskovitaplit, stark verschiefert,  
 feldspatreicher kristalliner Schiefer,  
 Quarzdiorite,  
 Gneise, meist stark verwittert,  
 Paragneise, stark verwittert,  
 Gangquarz, hellweiß,  
 Muskovitquarzit,  
 Quarzit, meist grünlich und bläulich,  
 Semmeringquarzit.

Den größten Anteil an der Zusammensetzung dieser Schotter haben stark zersetzte Granite und Gneise, die im Verhältnis zu allen übrigen Schottern ungefähr 2 : 1 stehen. Im großen und ganzen handelt es sich um bald mehr, bald weniger grobe, hauptsächlich faustgroße Schotter, die in Verbindung mit Sanden und Kiesen auftreten. An einzelnen Stellen sind auch sehr feinsandige Lagen, stellenweise auch Tegellagen eingeschaltet. Die einzelnen Gerölle sind sehr gut gerundet und meist kugel- oder walzenförmig. Vereinzelt kommen auch kopf- bis rucksackgroße Gerölle vor, die aber auch ebensogut gerundet sind; selbst auch die kristallinen Schiefer sind fast durchwegs walzenförmig gut gerundet. Nun kommen wir zu einer der entscheidenden Fragen, und dies ist der Gegensatz zwischen den Schottern im Ruster Hügelland und den Auwaldschottern, wie sie R. Janoschek aus der Landseer Bucht und M. Vendl aus dem benachbarten Teil, dem westlichen Teil des Ödenburger Beckens bei Brennberg, beschrieben hat.

R. Janoschek (31) schreibt als ein wichtiges Kriterium, daß die Auwaldschotter sowohl aus kristallinen wie auch als kalkalpinen Schottern bestehen, und sagt (p. 46):

„Diese Schotter enthalten massenhaft kalkalpines Material, aber nicht immer im gleichen Verhältnis; meist überwiegt es, manchmal tritt es aber sehr zurück, und es gibt einzelne Stellen, an denen die Auwaldschotter nur aus kristallinen, aber gut gerundeten Geröllen bestehen. Solche Schotter finden sich aber nur an einigen wenigen Stellen und dann meistens an der Grundgebirgsgrenze.“

M. Vendl (60), dessen Arbeit schon ein Jahr vor der Arbeit Janoscheks erschienen ist, schreibt über die Zusammensetzung der Schotter im wesentlichen dasselbe. In seiner letzten Arbeit (61) kommt er auf Grund neuerer Untersuchungen in den Auwaldschottern zu dem Ergebnis (p. 3), daß „das so kennzeichnende Kalkalpenschottermaterial stark zurücktritt und stellenweise sogar fehlt“. Er kommt dann weiter unten darauf zu sprechen, daß er auf Grund dieser Ergebnisse den kalkalpenschotterarmen Horizont als unteren Auwaldschotter bezeichnet. Auch über ein weiteres sehr kennzeichnendes Gestein der „kristallinen Auwaldschotter“, den Forellenstein, schreibt Vendl (p. 4), „daß dieses Gestein im Geröllmaterial von Pitten nach Sopron abzunehmen scheint“, und auf ungarischem Gebiet werden Gerölle von Forellenstein als Seltenheit bezeichnet.

Was nun die Zusammensetzung der Schotter im Ruster Hügelland betrifft, so habe ich schon oben erwähnt, daß es sich durchwegs um kristalline Schotter, höchstens um Semmeringquarzite handelt, die nach dem derzeitigen Stand der Wissenschaft ins Perm gestellt werden. Wir sehen also daraus, daß das kalkalpine Material ebenso wie der Forellenstein fehlen. Was letzteren betrifft, so mag die Feststellung gerechtfertigt sein, daß dieses Gestein von „Pitten gegen Sopron abnimmt und zur Seltenheit wird“ und im Ruster Hügelland ganz fehlt. Schwieriger dagegen ist wohl die Frage zu lösen, warum die kalkalpinen Schotter fehlen. Sehr viel hat vielleicht die Ansicht für sich, daß das kalkalpine Material als widerstandsunfähiger durch verschiedene Lösungsprozesse vernichtet wurde, und es wäre auch wohl zu weit im Rahmen dieser Arbeit, auf solche Probleme einzugehen, vor allem solange nicht das Mattersburger Becken einer genauen Untersuchung unterzogen wurde.

Aus all diesem bis jetzt Besprochenen kann aber ersehen werden, daß dieser Schotterkomplex sehr wichtige Probleme in sich birgt, daß er aber durch das Fehlen der kalkalpinen Schotter wie auch durch das Fehlen von Eocängeröllen gegenüber den Auwaldschottern eine gewisse Sonderstellung einnimmt, und ich möchte vorschlagen, diesen Schotterkomplex nach seiner Hauptverbreitung im Ruster Hügelland als Rusterschotter zu bezeichnen.

Im Ruster Hügelland ist nun der Beweis, daß die Rusterschotter unter den Leithakalken liegen, in zwei Aufschlüssen eindeutig zu erbringen, u. zw. am Goldberg südöstlich von Schützen am Gebirge und am Silberberg südöstlich von Öslip. Leider ist besonders der erste Aufschluß so klein, daß man nur sehr schwer sagen kann, besteht zwischen den Schottern und zwischen dem Leithakalk eine Diskordanz oder nicht. Der Leithakalk fällt dort ungefähr unter  $15-20^\circ$  gegen Osten, der Sand, der nur ungefähr 1 m aufgeschlossen ist, zeigt sehr wenig von einer Schichtung, jedenfalls ist aber hier eine Tegellage eingeschaltet, die unter  $25^\circ$  gegen Osten einfällt. Auch im zweiten Fall, wo in diesem großen Aufschluß wohl Leithakalk, aber nur im südlichsten Eck unter dem Leithakalk der Ruster Schotter mit Sand und Tegel auftritt, kann man wohl nicht mit eindeutiger Sicherheit, aber mit sehr großer Wahrscheinlichkeit eine Diskordanz ersehen. Alle übrigen Leithakalkaufschlüsse reichen nicht so weit in die Tiefe, daß die Grenze zwischen Schotter und Kalk aufgeschlossen wäre.

Das ganze Ruster Hügelland wird durch tiefe Gräben durchschnitten, wo überall die Ruster Schotter anstehen, während alle auffälligen Erhebungen, mit Ausnahme des Goldberges im Norden (225 m Seehöhe), wo Glimmerschiefer, und des Gizingberges im Süden (246 m Seehöhe), wo hier Muskovitgneise und Glimmerschiefer anstehen, von Leithakalk aufgebaut werden, der, wie noch später ausgeführt werden wird, starke tektonische Beanspruchung aufweist. Die Rusterschotter selbst werden in einem einzigen Aufschluß abgebaut, u. zw. südlich der Straße, die von St. Margarethen nach Rust führt, an dem Fahrweg, der südlich von Schaffgrubenwald wegführt. Hier sind sie ungefähr in dem Aufschluß 5 m hoch aufgeschlossen und weisen hier in der lagenweisen Anordnung der Schotter, die hier vorherrschend aus stark zersetzten, ziemlich großen Granitschottern bestehen, auf eine Flußbildung hin.

Im ganzen Ruster Hügelland gelang es mir, überhaupt nur an einer einzigen Stelle zwei Steinkerne von Bivalven zu finden, u. zw.:

*Meretrix cf. islandicoides* Lam.

*Yoldia* sp.

Diese Stelle befindet sich auf dem Weg, der vom Nordende des Ortes Oslip gegen den Hügelizeug führt, etwas östlich von Kote 146; nur noch in dem Aufschluß am Goldberg südöstlich Schützen konnte ich einige Austernscherben finden, und obwohl ich auch aus den Sand- und Tegelschichten von den verschiedensten Stellen Proben auf Mikrofauna geschlemmt habe, verliefen diese alle negativ.

Lassen wir nun vorläufig die Besprechung über den Ruster Hügelizeug genug sein und begeben wir uns ins Leithagebirge, in die Gegend von Eisenstadt. Hier habe ich schon oben erwähnt, daß wir in den „Sandgstätten“ hinter der Militärkaserne an der Straße, die nach Hof führt, zwei Aufschlüsse, einen westlich der Straße, der zum Stadtgebiet Eisenstadt gehört, und einen östlich der Straße, der zum Gemeindegebiet St. Georgen gehört, haben.

Hier muß ich wieder auf die Arbeit von Roth v. Telegd (45, p. 147) zurückgreifen, der hier folgendes schreibt:

„Bei der sogenannten „Sandgstätten“ zwischen Eisenstadt und St. Georgen ist unter dem klippenartig dahinziehenden, harten konglomeratischen Leithakalk eine mächtig entwickelte Sandablagerung aufgeschlossen, welchem Sand hauptsächlich grünliche und bläuliche Quarzschotter regellos eingestreut ist. In diesem Sand- und Schotterkomplex sammelte ich unmittelbar unter den Leithakalkbänken *Pecten elegans*, *P. Leithajanus*, *P. latissimus*, *Ostrea*, *Anomia* usw. Der Schotter weicht sowohl in Bezug auf sein Aussehen als auch in betreff der Größe der Gerölle wesentlich ab von dem im Kroißbach-Rusterbergzuge auftretenden, der, wie wir gesehen haben, zum großen Teil sarmatisch ist. Diesen letzteren im Leithagebirge aufzufinden, gelang mir bisher noch nicht, der erstere gewinnt hauptsächlich nach Nordost gegen den Mitterriegl hin eine größere Verbreitung.“

In diesem Abschnitte schreibt er also, daß die Schotter in diesem Aufschluß wesentlich von den Schottern des Ruster Hügelizeuges abweichen, bringt sie dagegen mit den Schottern am Mitterriegl, also mit jenen Schottern, die hinter dem Esterhazy-Tiergarten zwischen St. Georgen und Schützen auftreten, in Zusammenhang.

Soweit nun meine Untersuchungen ergeben haben, ist diese Ansicht falsch und ist zweifelsohne dadurch entstanden, daß er eben hier bei Eisenstadt die Schotter in einem Aufschluß unter dem Leithakalk liegen sah, während er die Schotter im Ruster Hügelizeug — wie wir schon gehört haben — irrtümlich ins Hangende der Leithakalke gestellt hat. Andererseits hat er aber wieder richtig festgestellt, daß die fast ausschließlich aus Quarzen und Quarziten bestehenden Schotter am Mitterriegl ebenso wie die Schotter der Sandgstätten unter dem Leithakalk liegen, und es war für ihn daher zwingend, diese beiden Schotterhorizonte miteinander in Verbindung zu bringen, wobei hier schon hervorgehoben sei, daß nicht nur in petrographischer Hinsicht ein gewaltiger Unterschied besteht, sondern auch die Rundung der Schotter am Mitterriegl weitaus unvollkommener ist, als dies bei diesen Schottern der Fall ist.

Was nun den Aufschluß bei der Sandgstätten betrifft, so ist vor allem unrichtig, daß er hauptsächlich aus Quarzschottern besteht, denn erstens dürfte Roth v. Telegd wohl als „hauptsächlich“ nicht Quarz-, sondern Quarzitschotter meinen und zweitens treten zumindest zu gleichen Teilen Granite und Gneise auf, sowie auch — wohl im Vergleich zu den Graniten,

Gneisen, Quarzen und Quarziten in geringerem Prozentsatz — alle anderen Komponenten der Rusterschotter auftreten, wie sie oben beschrieben wurden, mit einer einzigen Ausnahme, den Gangquarz, den ich wenigstens in den Schottern der Sandstätte nicht aufsammeln konnte, der aber auch im Ruster Hügelszug als Seltenheit zu bezeichnen ist.

Was nun weiters das „wesentliche“ Abweichen der Größe der Gerölle im Vergleich zum Ruster Hügelszug betrifft, so muß ich wie schon bei der Besprechung der Schotter im Ruster Hügelszug darauf hinweisen, daß sie vorherrschend faustgroß sind und nur in geringem Prozentsatz Kopf- bis Rucksackgröße erreichen.

In der Sandstätte sind nun vorherrschend kleinere Schotter zu finden, aber es steht mir hier nur ein Vergleich zwischen einem Aufschluß und zwischen einer Erstreckung der Schotter auf einem Gebiet von fast 30 km<sup>2</sup> im Ruster Hügelszug zur Verfügung. Außerdem muß ich hier noch eines nachtragen: Es scheint zweifelsohne die Größe der Rusterschotter im Ruster Hügelszug von Mörbisch gegen Schützen a. G. (Gschiesz), also von Süden gegen Norden, abzunehmen. Eines steht sicher fest, daß man Blöcke von Rucksackgröße nördlich der Straße, die von St. Margarethen nach Rust führt, nirgends mehr finden kann und daß das Hauptverbreitungsgebiet dieser großen Blöcke südlich des Grundgrabens (der nördlich von Mörbisch gegen Westen in den Hügelszug hineinführt) — ungefähr durch die Koten 163, 213 und 225 fixiert — liegt. Allerdings läßt sich diese Behauptung von den kopfgroßen Geröllen nicht aufrechterhalten, da solche auch in dem Aufschluß am Goldberg, südöstlich von Schützen, vorkommen.

Aus dieser Tatsache kann — werde später noch darauf zurückkommen — die Möglichkeit nicht abgesprochen werden, daß die Schotter bei Eisenstadt, die, wie wir gesehen haben, zu den Rusterschottern gehören, vielleicht den unteren Lauf oder den eines Nebenflusses — daraus mag auch das Fehlen der kopfgroßen Gerölle erklärt werden —, eines von Süden gegen Norden fließenden Flusses bilden, wobei ich aber jetzt schon betonen muß, daß dieses Sediment als solches, als marin aufzufassen ist, und nur untergeordnet fluviale Elemente auftreten.

Roth v. Telegd führt nun auch, wie schon oben erwähnt, unmittelbar unter dem Leithakalk, also in den Schotter und Sanden, drei Pectines an, u. zw. „*Pecten elegans*, *Pecten Leithajanus* und *Pecten latissimus*“.

Dies ist nun die einzige Stelle im südlichsten Teil des St. Georgner Aufschlusses, unmittelbar unter dem Leithakalk, wo Fossilien auftreten. Der ganze übrige Teil dieses Aufschlusses, der ungefähr 50 m lang und 15 m hoch ist, scheint vollkommen fossilieer zu sein. Ich habe auch von einigen Sandproben, wie auch von einigen Tegellagen, die an der Stelle auftreten, wo Fossilien vorkommen — die aber nur im Sande zu finden sind —, einige Proben geschlemmt, aber alle ohne Ergebnis.

Wenn ich nun diesen Fossilpunkt beschreibe, so ist vor allem hervorzuheben, daß die Fauna fast ausschließlich aus Pectiniden besteht, die in zahllosen Exemplaren auftreten, allerdings fast alle in einem derartig schlechten Erhaltungszustand, daß es nur ganz selten gelingt, ein vollständiges Exemplar aufzusammeln. Aus diesem Grund war auch die Bestimmung der Fauna schwer.

Ich konnte nun folgende Fauna aufsammeln:

*Pecten subarcuatus* Tour. var. *styriaca* Hilb. (sehr selten).

*Pecten* (*Amussiopecten*) *solarium* Lam. (nicht häufig).

*Aequipecten opercularis* L. (sehr zahlreich).

*Aequipecten opercularis* cf. var. *transversa* Clem.

*Aequipecten opercularis* cf. var. *laevigatoides* Sacco.

*Ostrea digitalina* Dub.

*Ostrea* sp.

*Mitra* sp.

Bevor ich nun auf die nähere Beschreibung der Fauna eingehe, sollen noch zwei weitere Aufschlüsse der Rusterschotter besprochen werden. Wie schon oben erwähnt, befindet sich gegenüber dem eben besprochenen, ein ebenso großer Aufschluß, der zum Eisenstädter Stadtgebiet gehört — am Ostabhang des Burgstallberges —, der im allgemeinen dasselbe Bild zeigt, nur tritt hier in der Mitte des Aufschlusses eine auffälliger hervortretende Verwerfung auf, die unter 60—70° gegen Süden einfällt und an der im Hangenden ein kleiner Teil des Leithakalkes abgerutscht ist. Man kann hier im Aufschluß selbst die Auflagerung des Leithakalkes nicht sehen, aber kurz oberhalb steht er an. Er bildet hier die Kuppe des Burgstallberges und zieht dann ebenso wie im St. Georgner Aufschluß — die Schotter überdeckend — gegen die Ebene, also gegen Süden.

Aus diesem Aufschluß, aus dem ich auch mehrere Proben schlemmte, führte eine zu einem positiven Ergebnis, und ich kann daher eine kleine Mikrofauna angeben.

*Dentalina filiformis* d'Orb.

*Elphidium flexuosum* d'Orb.

*Elphidium crispum* d'Orb.

*Cibicides Dutemplei* d'Orb.

*Cibicides* aff. *akneriana* d'Orb.

*Rotalia beccarii* d'Orb.

*Discorbina planorbis* d'Orb.

*Cassidulina laevigata* d'Orb.

Seeigelstacheln.

Alle diese Formen treten nur in geringer Stückzahl auf.

Wenn man nun von dem kleinen Rest der Rusterschotter an der Wasserscheide beim „Schönen Jäger“, nördlich von Eisenstadt, den ich schon im vorigen erwähnte, absieht, so haben wir nur mehr einen kleineren Aufschluß, in dem die Rusterschotter zutage treten, u. zw. an der Südostflanke des Burgstallberges. Dieser Aufschluß scheint aber vollkommen fossilieer zu sein.

Wir haben nunmehr den letzten Aufschluß, an dem die Rusterschotter zutage treten, erwähnt und wollen uns nun der näheren Besprechung der Fauna zuwenden.

Wie man aus dieser verhältnismäßig kleinen Fauna ersehen kann, die sich einerseits durch Artenarmut, andererseits durch Individuenreichtum auszeichnet — was besonders die sehr variable Gruppe des *Pecten opercularis* betrifft —, so fehlen vor allem die von Roth v. Telegd oben angeführten drei Pectenspecies. Man wird dabei nicht vollkommen mit der Annahme auskommen, daß dies auf eine falsche Bestimmung zurückzuführen ist, da

er keine einzige Species von denen aufzählt, die tatsächlich auftreten, wobei vor allem die Möglichkeit den *Pecten subarcuatus* oder *Pecten solarium* als *Pecten Besseri*, beziehungsweise den *Pecten opercularis* als *Pecten Malvinae* zu bestimmen, sehr groß gewesen wäre; aber wir hören in seiner kurzen Aufzählung weder von der einen noch von der anderen Species.

Man kann aber weiters aus dieser kleinen, verhältnismäßig artenarmen Fauna ersehen, daß es trotz der Untersuchung nach der Kautskyschen Methode nicht einwandfrei möglich ist, Helvet oder Torton anzugeben.

Eines ist aber jedenfalls festzustellen: Die typisch tortonen Formen — wie sie sonst im Leithagebirge in keiner tortonen Kalk- oder Sandablagerung fehlen —, nämlich die *Pecten Besseri*, *Pecten Leithajanus*, *Pecten Malvinae* und *elegans*, die übrigens auch in den ober den Sanden auftretenden Leithakalk zu finden sind, scheinen in diesen Sanden zu fehlen, und ich glaube, daß auf Grund dieser Fauna wenigstens so viel gesagt werden kann, daß die Rusterschotter mit ihren Sanden zumindest einen tieferen Horizont des Torton darstellen.

Ich möchte hier in diesem Zusammenhang auf eine andere Sandablagerung in kurzem eingehen, die noch später genauer beschrieben werden wird, nämlich auf die durch die Literatur schon seit langem allbekannten „Terebratel-Sande“, die in nordwestlicher Richtung unweit von hier am „Hartlberg“ in mehreren Aufschlüssen zu studieren sind. Obwohl es sich hier auch um eine Sandfazies handelt, tritt hier doch eine ganz andere Faunengemeinschaft auf, zu deren stärkster Vertreter der *Pecten Malvinae* gehört, also eine Fazies, die, abgesehen von ihrer Lagerung, wie noch später ausgeführt werden wird, eine Fauna führt, auf Grund derer ein sicher tortones Alter angegeben werden kann.

Ich kann also zusammenfassend sagen, daß es wohl weder auf Grund der zwei Fossilien aus dem Ruster Hügelszug noch auf Grund dieser verhältnismäßig kleinen Fauna aus der Sandstätte bei Eisenstadt einwandfrei gelungen wäre, Helvet oder Torton anzugeben, da aber immerhin diese Rusterschotter mit ihren Sanden eine Fauna aufweisen, die den sicher tortonen Ablagerungen fehlt, nehmen sie eine Sonderstellung gegenüber den anderen Sedimenten ein.

Weiters stützt noch die Annahme, daß es sich zumindest um einen tieferen Horizont des Torton handelt, das Auftreten von einem Schotterhorizont unter dem Leithakalk. Ich habe schon im Verlauf der Beschreibung der Rusterschotter darauf hingewiesen, daß wohl an einigen Stellen, so besonders in dem Aufschluß südlich der Straße, die von St. Margarethen nach Rust führt, durch die lagenweise Anordnung größerer und kleinerer Schotter, weiters durch Abnahme der Größe der Schotter von Süden gegen Norden — was allerdings nur die größten Schotter betrifft — die Tatsache nicht abgesprochen werden kann, daß auch fluviatile Elemente an der Bildung dieses Sedimentes beteiligt waren.

Abgesehen aber von diesen wenig deutlichen Argumenten machen die Rusterschotter mit ihren Sanden im großen und ganzen, besonders in dem Aufschluß der Sandstätte, nicht den Eindruck eines Sedimentes, das rein fluviatilen Ursprungs wäre und durch die transportierende Kraft eines Flusses sortiert wäre. Auch die auffallend gute Rundung der Schotter, ich konnte keine kantigen Schotter finden, sowie die Form und Größe der Gerölle sowie weiters als wichtigster Beweis, gerade das Auftreten der Fossilien dafür spricht,

daß die Rusterschotter mit ihren Sanden als eine marine Ablagerung aufzufassen sind, wobei auch, allerdings in untergeordnetem Maße, die Beteiligung von fluviatilen Elementen nicht abgesprochen werden kann.

Was schließlich noch die Lagerung dieses Sedimentes betrifft, so habe ich schon erwähnt, daß im Ruster Hügelizeug die Aufschlußverhältnisse in den Rusterschottern derart dürftig sind und wörtlich genommen keinen tieferen Einblick in dieses Sediment gestatten und daher nur unzureichende Anzeichen einer größeren Diskordanz zwischen den Schottern und den Leithakalken verraten.

Der verhältnismäßig große Aufschluß in den Rusterschottern und Sanden in der Sandstätte bei Eisenstadt, gestattet schon eher sich ein Bild über die Lagerung dieses Sedimentes gegenüber den Leithakalken zu geben. Man kann hier schwer von einer ausgesprochenen Schichtung, soweit sich dies auf die Sande bezieht, sprechen, aber die Schotter zeigen doch ein Fallen von 8—10° gegen Südosten an. Dieses ganze Sediment wird von hunderten, teils zueinander parallelen, teils in Winkeln sich schneidenden, bald nach Norden, bald nach Süden einfallenden Verwerfungen unter wechselndem Einfallswinkel von 45—70° mit ebenso wechselnder Sprunghöhe durchzogen, wobei letztere von wenigen Zentimetern bis 2—3 m schwankt.

Auffallend ist nun, daß sich nicht eine der zahllosen Verwerfungen unmittelbar in die flach gegen die Ebene zu fallenden Leithakalke fortsetzt, sondern alle gegen die Grenze des Leithakalkes zu ausklingen, was wohl auf Rutschungen in den Schottern hinweist. Es weisen aber auch diese Verwerfungen, die sich nicht in den Leithakalk fortsetzen, und außerdem letzterer dadurch, daß er unregelmäßig, taschenförmig, bald tiefer, bald weniger tief in diesen Schotterhorizont eingreift, auf eine Diskordanz hin, die diese beiden Sedimente trennt.

Zusammenfassend läßt sich sagen:

1. daß die im Ruster Hügelizeug auftretenden Schotter in ihrer gesamten Ausdehnung in das Liegende der Leithakalke gestellt werden konnten und deshalb als ein Äquivalent der Auwaldschotter angesehen werden, von denen sie sich durch das Fehlen der kalkalpinen Gerölle unterscheiden und daher eine gewisse Sonderstellung einnehmen und als Rusterschotter bezeichnet werden;

2. daß die Rusterschotter mit ihren Sanden als eine marine Bildung aufgefaßt werden, wobei — allerdings untergeordnet — auch Flüsse an dem Aufbau dieses Sedimentes beteiligt waren;

3. daß es wohl auf Grund der Fauna und der Lagerungsverhältnisse bisher nicht möglich war, das Alter genau festzulegen, doch ist anzunehmen, daß es sich um einen tieferen Horizont des Torton handelt.

### Mitterriegl-Schotter.

Nun bleibt noch die Aufgabe, den zweiten Schotterhorizont zu besprechen, den ich eingangs des vorhergehenden Abschnittes in der Besprechung zurückstellte.

Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt nördlich des Esterhazy'schen Tiergartens, der sich von St. Georgen über Schützen a. G. (Gschiesz) bis gegen Donnerskirchen zu erstreckt. Der Schotter nimmt hier die ganzen Höhen

bis an die niederösterreichisch-burgenländische Grenze ein, wird dann durch anstehendes Kristallin unterbrochen und ist dann wieder, wie ich mich an einzelnen Exkursionen überzeugen konnte, am niederösterreichischen Anteil des Leithagebirges bis in die Gegend von Stotzing zu verfolgen. Ein zweiter größerer Teil dieser selben Schotter liegt ohne mit dem vorerwähnten in Verbindung zu stehen, ganz isoliert NNW-lich von Donnerskirchen nahe der Wasserscheide, zwischen Leithakalk und Kristallin.

Die Lagerung der Schotter ist aber insofern sehr schwer zu studieren und zu deuten, da die Schotter in einem vollkommen aufschlußlosem Gebiet liegen, und nur hin und wieder kommen die Schotter in einzelnen tieferen Gräben zutage. Auch die Abgrenzung der Schotter macht wohl gegenüber ihrer Nordbegrenzung, also gegenüber dem Kristallin, keine Schwierigkeiten, anders ist dies dagegen schon an der Südbegrenzung also gegenüber den anderen Sedimenten. Hier ist die Grenze keineswegs genau festzulegen. Vor allem kommt hier hinzu, daß an den flachen Gehängen und auch in der Ebene ganz gleiche Quarz- und Quarzitschotter, nur örtlich charakteristisch durch ihre rothraune Färbung, als jungpliozäne hzw. quartäre Terrassenschotter auftreten. Ich war lange im Zweifel ob nicht auch dieser ganze Schichtkomplex als Terrassenschotter aufzufassen wäre. Aber die große Ähnlichkeit dieser Schotter beruht wohl zum größten Teil darauf, daß die pliozänen Schotter zum Teil umgelagerte „Mitterrieglschotter“ sind, wie ich sie in Anlehnung an Roth v. Telegd (41, p. 147) bezeichnen möchte. Bei genauer Untersuchung kann man aber doch feststellen, daß die Ähnlichkeit nicht so groß ist, daß man nicht diese beiden Ahlagerungen trennen könnte.

Vor allem unterscheiden sich die Terrassenschotter von den Mitterrieglschottern dadurch, daß sie fast durchwegs gut gerundet sind, während, wie wir noch später eingehender hören werden, die Mitterrieglschotter nur sehr selten gerundet sind, im besten Fall überhaupt nur kantengerundet. Weiters noch der Umstand, daß letztere als Zwischenmittel Kiese und Sande und nur sehr selten Tegel führen, während die Terrassenschotter, wenn sie überhaupt ein Zwischenmittel haben, dieses nie aus Sanden und Kiesen, sondern nur aus gelben Lehmen besteht. Weiters konnte ich auch nirgends beobachten, daß die Mitterrieglschotter, obwohl sie gerade hier in einem Gebiet liegen, das in schönen und breiten Terrassen gegen die Ebene abfällt, terrassenförmig lagern würden.

Einer der wichtigsten Unterschiede ist aber folgender: Die pliozän-quartären Schotter erreichen höchstens eine Mächtigkeit von einem  $\frac{1}{2}$ —1 m, während die Mitterrieglschotter, obwohl ihre Mächtigkeit wegen des Fehlens von Aufschlüssen nur schwer errechnet werden kann, doch auf jeden Fall ein Vielfaches dessen betragen.

Es bleibt nun noch eine weitere Aufgabe, welche Stellung nun diese Mitterrieglschotter zu den vorher besprochenen Rusterschottern einnehmen.

Wir haben schon oben p. 57 gehört, daß Roth v. Telegd die Schotter der Sandstätte bei Eisenstadt mit den Schottern „gegen den Mitterriegl“ hin in Verbindung bringt, die also beide im Gegensatz zu den Rusterschottern stehen sollen. Wir haben auch weiters gehört, p. 58 und 59, daß die Schotter der Sandstätte zu den Rusterschottern gehören und daß die Mitterrieglschotter für sich einen gesonderten Sand- und Schotterkomplex einnehmen, der wohl ebenso wie die Rusterschotter unter dem Leithakalk liegt, wohei es sich

aber um ein Sediment von ganz anderem Aussehen und auch von anderer Entstehung, als die Rusterschotter handelt.

Es bestehen nun die Mitterrieglschotter wohl ebenso aus kristallinem Material wie die Rusterschotter, aber während bei letzteren als die wichtigsten Komponenten Granite, Gneise, und Glimmerschiefer gelten, fehlen diese Gesteine den Mitterrieglschottern nahezu vollständig: Nur ausgesprochen selten findet man hin und wieder einzelne Gerölle von Graniten und Gneisen, und nur gegen die Grenze des anstehenden Grundgebirges treten gelegentlich Glimmerschiefer auf, die aber, da sie nicht die geringste Rundung aufweisen, als Schutt des anstehenden Grundgebirges gelten müssen.

Die Schotter weisen keine so reiche Zusammensetzung der einzelnen Komponenten auf, sondern dieses ganze Sediment macht auf Grund der verarmten Zusammensetzung der Schotter einen sehr einfachen und monotonen Eindruck. Wir finden hier nicht mehr, abgesehen von dem Fehlen der oben erwähnten Hauptkomponenten, dieses bunte Gemisch von kristallinen Schottern, sondern der Mitterrieglschotter stellt gegenüber den Rusterschottern einen vollständig verarmten Schotterkomplex dar. Es treten nur in geringem Prozentsatz Semmeringquarzite, kristalline Quarzite und Gesteine, die Übergänge von sauren Apliten zu Gangquarzen bilden, an.

Als ein weiterer sehr wichtiger Unterschied gegenüber den Rusterschottern kommt die Rundung der einzelnen Schotter in Betracht. Bei den Rusterschottern haben wir durchwegs kugel- bis walzenförmig sehr gut gerundete Schotter, während die Mitterrieglschotter auch nicht annähernd eine solche gute Rundung aufweisen, sondern zumeist kantig und nur im besten Falle kantengerundet sind.

Was schließlich noch einen Vergleich in bezug auf die Größe dieser beiden Schotterkomplexe betrifft, so haben wir sehr bedeutende Unterschiede. Die Rusterschotter weisen hauptsächlich faust- seltener schon kopfgroße und nur südlich der Straße, die von St. Margarethen nach Rust führt, treten, wie wir schon oben p. 58 gehört haben, auch rucksackgroße Gerölle an. Die Mitterrieglschotter sind nun wesentlich größer und bestehen im überwiegenden Anteil aus kopf-, brotleib- bis rucksackgroßen Geröllen, und es fehlt auch nicht an Schottern, die noch über diese Größe hinausgehen.

Eines der auffallendsten Gegensätze ist aber folgender: Bei den Mitterrieglschottern treten die verschiedensten Größen der Schotter ganz unsortiert nebeneinander auf, also einzelne rucksackgroße Gerölle sind oft in Hunderten von kleineren Schottern eingebettet, während bei den Rusterschottern derartig extreme Größenverhältnisse nirgends beobachtet werden konnten.

Wenden wir uns nun noch der näheren Besprechung der Mitterrieglschotter zu:

Roth v. Telegd schreibt in seinen Erläuterungen (45, p. 14):

„Gegen Fehérgyháza (Donnerskirchen) hin bilden Schotter, grober Sand und Ton den tiefsten Teil der mediterranen Ablagerungen. Der Schotter besteht hier ebenso, wie in der Umgebung von Stöczing, vorherrschend aus Quarz-Quarzitgeröllen.“

Die Feststellung, daß die Schotter unter den Leithakalken liegen, scheint auf Richtigkeit zu beruhen, obwohl ich erwähnen muß, daß diese Feststellung hier wesentlich schwieriger zu machen ist als im Ruster Hügelzug, wo wir in Aufschlüssen und aus der gesamten Lagerung ersehen konnten, daß sie in das Liegende der Leithakalke gehören.

Folgende Überlegung zwingt aber auch, obwohl durch das Fehlen von Aufschlüssen keine direkten Anhaltspunkte gewonnen werden konnten, die Mitterrieglschotter in das Liegende des Leithakalkes zu stellen. Im Leithagebirge treten immer die jüngsten Sedimente an den Gehängen auf, und fast jedes Profil von der Ebene gegen die Wasserscheide zu führt von den jüngsten Ablagerungen, also vom Pannon bis in das anstehende Grundgebirge. Nun nehmen, wie man sich an Hand der Karte überzeugen kann, die Mitterrieglschotter mit ihren Sanden sowohl am burgenländischen wie auch am niederösterreichischen Anteil des Leithagebirges die ganzen Höhen bis zur Wasserscheide ein, und nirgends tritt hier im Bereiche dieser Schotter Leithakalk auf, der erst in tieferen Lagen die Süd- bzw. Nordbegrenzung bildet. Die Mitterrieglschotter liegen also unmittelbar auf Kristallin, und dieses tritt auch im Bereich dieser Schotter in einem kleineren Fleck östlich des Pflöckgrahens zutage (nach der Karte Roth v. Telegds auch noch an einer zweiten Stelle, westlich der Kote 333 an der Allee „nach St. Georgen“), die ich allerdings nicht finden konnte.

Es wäre nun noch zum Abschluß ein kleiner Ausblick über die Entstehung der Schotter notwendig.

Wir haben gehört, daß die Rusterschotter als ein Sediment von mariner Bildung — allerdings auch im untergeordneten Ausmaße unter Beteiligung von Flüssen — aufzufassen sind.

Über die Entstehung der Mitterrieglschotter wäre es nun vorläufig zu weit gegriffen, ein endgültiges Urteil abzugeben, man kann aber so viel sagen, daß alle jene Feststellungen, die es, wie ich meine, berechtigt erscheinen ließen, die Rusterschotter als ein marines Sediment aufzufassen, hier bei den Mitterrieglschottern nicht gemacht werden konnten. Es sprechen auch die kantengerundeten, bzw. kantigen Schotter, weiters die Form und beträchtliche Größe dieser und schließlich das anscheinende Fehlen jeglicher Fauna sehr dafür, daß es sich um irgendeine Art von Flußablagerung handelt. Jedenfalls scheint eine marine Bildung ausgeschlossen.

Aus all diesen bisherigen Ausführungen geht, wie ich glaube, eindeutig hervor, daß sowohl die Rusterschotter wie auch die Mitterrieglschotter in das Liegende des Leithakalkes gestellt werden müssen, daß es sich aber um zwei auf Grund ihrer Entstehung vollkommen verschiedene Ablagerungen handelt.

### Höheres Torton.

Den Hauptanteil an den höher-tortonen Sedimenten haben die Leithakalke, zu denen sich auch, allerdings mehr untergeordnet, Sande gesellen, die teilweise unter diesen, teilweise über diesen liegen, nicht selten aber auch in einzelnen Lagen in die Leithakalke eingeschaltet sind, bzw. diese auch lokal vertreten.

### Sande.

Während nun die Sande, die zunächst besprochen werden sollen, an verschiedenen Örtlichkeiten eine verschiedene Ausbildung aufweisen, so kommt diese Tatsache für die Leithakalke als solche in ganz besonderem Ausmaße in Betracht, aber davon später.

Eine Stelle nun, wo Sande, die sicher in das höhere Torton zu stellen sind — auch vollkommen frei von Schottern — unter den Leithakalken liegen, konnte

ich gelegentlich einer Brunnengrabung, die im Sommer 1934 von dem „Kreidewerk Müllendorf“ südlich der Müllendorfer Steinbrüche durchgeführt wurde, feststellen.

Diese Stelle liegt in dem Winkel, den die Bundesstraße mit dem Fahrweg, der zu den Müllendorfer Steinbrüchen führt, bildet, vielleicht 50 m nordwestlich von Kote 249.

Diese Brunnengrabung brachte auch den Beweis, daß die sarmatischen Schichten im Gegensatz zur Karte Roth v. Telegds noch über die Bundesstraße weiter gegen den Hang zu verfolgen sind und daher die Grenze zwischen Sarmat und Torton weiter nach Norden zu verlegen ist.

Die ersten 10 m in dieser Brunnengrabung verblieben in einem etwas sandigen Tegel, in dem sehr zahlreich, wenn auch in schlechter Erhaltung, *Ervilia Podolica* Eichw. gefunden wurde, und hiemit konnte dieser Tegel einwandfrei ins Sarmat gestellt werden.

Darunter folgt dann ebenfalls 10 m die aus den Müllendorfer Steinbrüchen allbekannte „kreidige“ Ausbildung des Leithakalkes, der hier stark bryozoenführend auftritt.

Unter diesem folgen dann ungefähr 4—5 m fester, brauner, gewachsener Leithakalkstein und unter diesen liegen dann die Sande, die noch ungefähr zwei Meter aufgeschlossen wurden, worauf der Grundwasserspiegel erreicht wurde.

In diesen Sanden, die eine braungelbe Farbe zeigen und überreich an kleinen Glimmerschüppchen sind, treten zahllose Foraminiferen auf, wobei *Amphistegina* und *Heterostegina* d'Orb. in zahllosen Exemplaren makroskopisch auftreten.

Eine Schlemmprobe dieser Sande zeitigte folgendes Ergebnis:

*Amphistegina hauerina* d'Orb. (sehr häufig).

*Heterostegina simplex* d'Orb. (sehr häufig).

*Elphidium crispum* d'Orb. (sehr geringe Stückzahl).

*Elphidium flexuosum* d'Orb. (sehr geringe Stückzahl).

Seeigelstachel.

Bryozoen.

Außer dieser oben angeführten Fauna konnte nichts gefunden werden.

Es wäre in diesem Zusammenhang angebracht, auf die stratigraphische Lage eines zweiten Sandhorizontes einzugehen, der im Ruster Hügelszug bei St. Margarethen in einem kleinen Aufschluß östlich der „Kogelkapelle“ zu studieren ist und dann noch von dieser Örtlichkeit weiter östlich in größerer Verbreitung im „Schaffgrubenwald“ auftritt.

Dieses sind hier weiße, kleinschotterige Sande, und ich glaube, daß wir hier eine ähnliche Bildung vor uns haben, wie sie M. Vendl (60, p. 87) von den Soproner Weingärten und um den Ujhegy (Neuherg) beschreibt und ihre Lagerung als noch unaufgeklärt betrachtet, glaubt aber doch im folgenden, daß sie eher als tortonisches als ein pontisches Sediment aufzufassen seien.

Die Lagerung in ersteren kleineren Aufschluß östlich der Kogelkapelle macht nun den Eindruck, als würden die Sande in die tieferen Lagen des Leithakalkes gehören, müssen aber auf jeden Fall in Beziehung zum Leithakalk gebracht werden.

Das Fehlen von Aufschlüssen an der Grenze zwischen Leithakalk und diesen Sanden — sowie das Fehlen jedweder Fauna — im Schaffgrubenwald

läßt allerdings keine eindeutige Altersbestimmung zu, da es sich aber um dieselben weißen Sande mit den kleinen Quarzschothern handelt, wie sie der Aufschluß östlich der Kogelkapelle zeigt, so glaube ich mit Berechtigung annehmen zu dürfen, daß auch diese Sande dem Torton zugerechnet werden müssen.

Außer an diesen zwei Stellen treten im Ruster Hügellug keine höher-tonen Sande mehr auf, und wir können wieder zur weiteren Beschreibung der Sande ins Leithagebirge zurückkehren.

Im Leithagebirge tritt wieder ein kleinerer Sandkomplex nordwestlich von Kleinhöflein auf, der schon von der Bundesstraße aus zu sehen ist und durch seine merkwürdig rotbraune Farbe auffällt.

Es sind dies kleinschotterige, rötlichbraune Sande, in denen, wie Roth v. Telegd (45, p. 15) erwähnt, „in Platten und Stücken eingelagertes rotbraunes Konglomerat“ vorkommt, das nichts anderes als eine Ortstein-Bildung (66) ist.

In diesem Aufschluß konnte folgende Fauna gefunden werden:

*Pecten (Oopecten) latissimus* Brocch. var. *austriaca* nov. var.

*Pecten (Flabellipecten) Leithajanus*, Partsch.

*Ostea crassicostata* Lam.

*Ostea* spec.

*Balanus* spec.

Wurmrohren.

Etwas westlich dieser Stelle ist am Ausgang des „Datsch-Grabens“ auch eine kleine Partie weißer kleinschotteriger Sande aufgeschlossen, die hier Kreuzschichtung zeigt.

Als nächster Sandkomplex, der alle bis jetzt besprochenen Sandablagerungen besonders an Verbreitung, aber auch an Mächtigkeit um Vielfaches übertrifft, sind die seit langem schon bekannten „Terebratelsande“ nördlich von Eisenstadt zu besprechen.

Am schönsten sind sie in einigen größeren Aufschlüssen am „Hartl“<sup>1)</sup> zu studieren. Aber ihre Verbreitung ist damit keineswegs erschöpft, sondern man kann sie weiter nördlich bis in den Buchgraben verfolgen. Und auch weiter NNW dieses Gebietes treten sie im „Langleithen“ und „Trenkgraben“ auf und sind bis zur „Johannesgrotte“ zu verfolgen.

Die Terebratelsande sind meist weiße, stellenweise auch gelbliche Sande und Sandsteine mit kleinen Quarzkörnchen, in denen unzählige Exemplare von Brachiopoden und Bryozoen auftreten.

Dreger (15) hat in seiner Arbeit vom Jahre 1889 die Brachiopoden des Wiener Beckens beschrieben und gibt von Eisenstadt drei Formen bekannt:

*Terebratula macrescens* nov. spec. (häufig).

*Argiope decollata* Gmel. (nicht selten).

*Platidia animoides* Scacchi (sehr selten).

Während nun die *Terebratula macrescens* in zahllosen Exemplaren zuweilen auch in sehr schöner Erhaltung auftritt, konnte ich weder *Argiope decollata* noch *Platidia animoides* finden.

Allerdings schreibt Dreger selbst besonders über die letztgenannte Form, daß von Eisenstadt „nur wenige und zweifelhafte Trümmer“ gefunden wurden. Aber auch *Argiope decollata*, von der er schreibt, daß sie „nicht selten“ vor-

<sup>1)</sup> Diese Bezeichnung ist wohl in den topographischen Karten nicht aufgenommen, gilt aber als eine ortsübliche Bezeichnung.

kommt, konnte ich nicht finden. Allerdings handelt es sich in beiden Fällen um Formen, die nur wenige Millimeter groß sind.

Folgende Fauna konnte ich finden:

*Chlamys (Aequipecten) Malvinae* Dub. (sehr zahlreich).

*Terebratula macrescens* Dreger (sehr zahlreich).

*Aequipecten opercularis* L. (selten).

*Pecten (Flabelliptecten) Leithajanus* (sehr selten).

*Clypeaster Scillae* Dreg. (selten).

Bryozoen (sehr zahlreich).

Serpeln.

Zu dieser Fauna ist noch zu bemerken, daß Gastropoden vollständig zu fehlen scheinen, so wie diese, wie wir noch später ersehen werden, gegenüber den Bivalven in allen tortonen Ablagerungen dieses Gebietes in auffallendem Ausmaße zurücktreten.

Roth v. Telegd hat sich über die Lagerung dieser Sande und Sandsteine in keiner seiner Arbeiten geäußert, wohl aber J. Czizek (13, p. 51), der in kurzen Worten auf die Lagerung der Sande zu den Leithakalken zu sprechen kommt und auch damit dem Tatsächlichen am nächsten kommt. Er schreibt folgendes: „Diese Schichten (Terebratelsande gemeint) liegen horizontal, daher der Leithakalk, welcher an den tieferen Gehängen ansteht, worauf Eisenstadt gebaut ist, darunter liegt, ..., dagegen ist jener Leithakalk, der darüber liegt und sich nordöstlich ... hinzieht.“

Wohl ist es gerade nicht richtig, daß Eisenstadt auf Leithakalk aufgebaut ist, sondern auf Pannon, aber die Gehänge zur Stadt, gerade südlich der „Hartläcker“, sind von Leithakalk gebildet, und hier hat gerade die Bautätigkeit in den letzteren Jahren sehr viel dazu beigetragen, um einen näheren Einblick zu gewinnen.

Der Leithakalk liegt hier nur ganz schwach gegen S, also gegen die Stadt zu fallend, während die oben am „Hartl“ anstehenden Terebratelsande und besonders die Sandsteine, die eine Schichtmessung ermöglichen, keineswegs horizontal liegen, wie Czizek angibt, sondern in allen Aufschlüssen ein Fallen gegen den Berghang zu aufzeigen, u. zw. vorherrschend W 15° N. Weiter im N, so besonders im „Trenkgraben“, konnte ich Fallwinkel von 20° und mehr Graden gegen NW messen.

Wir können auch folgende Feststellung machen, die dahin zeigt, daß die Terebratelsande ein Sediment darstellen, das innerhalb der Leithakalkbildung abgelagert wurde.

Man findet nämlich in den Terebratelsanden Gerölle von Leithakalk und ebenso finden sich noch viel zahlreicher in dem nördlich der Sande liegenden Leithakalk — also in dem ober den Terebratelsanden liegenden Leithakalk — auch Gerölle von Terebratelsandstein. Auf diese letzte Tatsache hat auch schon J. Czizek (13, p. 51 unten) hingewiesen.

Während wir nun also gehört haben, daß die Terebratelsande einerseits Gerölle von Leithakalk, andererseits der nördlich liegende Leithakalk auf Gerölle von Terebratelsandstein führt, fehlen diese Gerölle den Leithakalken, die südlich des „Hartels“ anstehen, also unter diesen liegen.

Meiner Meinung stellen die Terebratelsande ein Sediment dar, das in einer Bucht, die sich hier nördlich von Eisenstadt gebildet hat, abgelagert wurde.

In diesem Zusammenhang erscheint eine kurze Abhandlung von C. A. Bobies (8) von Interesse, der auf Grund einiger ausländischer Arbeiten über Faunen-Vergesellschaftung, insbesondere von Bryozoen und Brachiopoden, wie sie besonders von Andrussow (4) und Strauß (53, 54, 55) beschrieben wurden, sowie durch eigene Beobachtungen im Rauchstallbrunngraben, Siegenfeld und Kalksburg zu dem Ergebnis kam, daß eine Bryozoen-Brachiopoden-Gemeinschaft für das mittlere Neritikum (Tiefen um 100 m), eine Bryozoen-Brachiopoden-Tubicolen-Gemeinschaft für Wassertiefen um 70 m und eine seichtneretische Fazies durch das Zurücktreten, bzw. Fehlen der Brachiopoden einerseits und durch ein beträchtliches Entwickeln der Serpeln anderseits charakterisiert wird und als eine Bryozoen-Tubicolen-Gemeinschaft zu bezeichnen ist.

Wenn man nun die Faunenvergesellschaftung der Terebratelsande mit jenen Feststellungen vergleicht, so sehen wir daraus, daß wir mit einer Tiefe von 100 m zu rechnen haben, wobei wir aber eher eine bescheidenere Tiefe annehmen wollen, da doch immerhin, wenn auch nicht so zahlreich wie die Bryozoen und Brachiopoden, auch Serpeln auftreten.

Wir haben also aus dem Besprochenen ersehen, daß die Terebratelsande eine Fazies darstellen, die von Leithakalk unter- und überlagert wird, und weiters ein Sediment darstellt, das im mittleren Neritikum zur Ablagerung gelangte. Da nun die Leithakalke ein vorherrschend phytogenes Sediment — durch Algen, Lithothamnien aufgebaut — sind und wir anderseits wissen, daß die Lithothamnien (1) nur in Meerestiefen zwischen 25 und 50 m lebensfähig sind, ist es auch verständlich, daß durch die größere Tiefe die Leithakalksedimentation unterbrochen wurde, und auch weiter verständlich, daß die Lithothamnien den Terebratelsanden fehlen und, wo sie gelegentlich auftreten, nur als eingeschwemmte Relikte anzusehen sind.

### Leithakalk

Der Leithakalk ist in diesem Gebiet besonders in den hangenden Partien fast durchwegs detritär ausgebildet und unterscheidet sich in situ von den in detritärer Leithakalkfazies ausgehildeten sarmatischen und pannonen Sedimenten an den verschiedensten Örtlichkeiten — so besonders nördlich von St. Georgen a. L., wo tortoner, sarmatischer und „pannoner“ Lithothamnienkalk neben- und übereinander aufgeschlossen ist — überhaupt nicht, und es gelingt nur dort, wo eine reiche Fauna auftritt, diese altersverschiedenen Sedimente voneinander zu trennen.

Gewachsener Leithakalk, der fest und gleichmäßig gekörnt und zu einem der härtesten Kalke des ganzen Gebietes gehört, ist in drei Steinbrüchen nordwestlich der Ortschaft Großhöflein im Kalkofenwald aufgeschlossen. Der südlichste dieser Steinbrüche ist der größte, und in diesem ist hellgelber bis grauer Lithothamnienkalk fast 10 m hoch aufgeschlossen. An einigen Stellen sind Tegellagen eingeschaltet, die von wenigen Zentimetern bis nahezu einem halben Meter schwanken, so besonders im nördlichen Teil dieses Bruches. In der NO-Ecke zeigt sich auch eine Verwerfung, an der sich eine kleine antiklinale Wölbung und gegen S ein diskordanter Verband der einzelnen marinen Sedimente zeigt.

Nordöstlich dieses befindet sich der zweite kleinere Aufschluß, der besonders in seinen tieferen Partien den schönsten und härtesten Lithothamnienkalk aufweist. Der Kalk ist von graublauer Farbe, wenig porös und liefert einen der gesuchtesten Steine für den Straßenbau. Ganz ähnlich diesem ist der dritte, westlich dieses gelegenen Steinbruches, der aber mehr von einzelnen Klüften durchsetzt und daher im ganzen weniger kompakt erscheint.

Die Sedimente in allen drei Aufschlüssen fallen schwach gegen S.

Folgende Fauna konnte gefunden werden:

*Gastrochaena* sp.

*Tellina* sp.

*Tapes* sp.

*Venus* cf. *umbonaria* Lam.

*Isocardia* cor Linn.

*Cardium* sp.

*Cardita Jouanneti* Bast.

*Pectunculus pilosus* Linn.

*Pinna tetragona* Brocc.

*Perna Soldanii* Desh.

*Pecten* (*Oopecten*) *latissimus* Brocc. var. *austriaca* n. sp.

*Pecten* (*Flabellipecten*) *Leithajanus* Partsch.

*Ostrea crassissima* Lam.

*Conus* sp.

*Conus* sp. aff. *ventricosus* Bronn.

Verfolgen wir nun den Leithakalk gegen W, gegen Müllendorf, bzw. Hornstein, so finden wir ihn noch nördlich Müllendorf kurz oberhalb der Straße aufgeschlossen. Man kann ihn dann gegen N in einem schmalen Band — östlich und westlich anstehendes Kristallin — bis auf den Fuchsberg (410 m) verfolgen.

Gegen W finden wir den Leithakalk dann erst wieder in dem ausgedehnten Müllendorfer Steinbruchgebiet aufgeschlossen. Im Müllendorfer Steinbruchgebiet, das zu den best und schönst aufgeschlossenen gehört, sind die Lithothamnienkalke durch die terrassenförmige Anlage der Brüche bedingt, nahezu 30 m hoch aufgeschlossen. In acht größeren Steinbrüchen kann man hier sehr vortrefflich den Charakter des Sedimentes und der Fauna und ebenso auch die Lagerungsverhältnisse studieren.

Zutiefst liegen, im südöstlichsten Steinbruch aufgeschlossen, braune, kompakte, wenig geschichtete Kalke, die neben Lithothamnien massenhaft Korallen der Gattung *Orbicella reussiana* E. u. H. führen und als nur wenig umgelagerte Korallenkalke angesprochen werden müssen, die zweifelsohne Zeugnis davon ablegen, daß entweder an derselben Stelle oder vielleicht etwas südlicher hier im Torton ein Korallenriff aufgebaut wurde, genau so wie wir es auch am Westrand des Wiener Beckens von Wöllersdorf kennen. Aber auch in diesem Gebiet steht dieses Korallenriff nicht vereinzelt da, sondern wir werden noch später von einem solchen nördlich von Oslip im Ruster Hügelzug hören.

Dieses Korallenriff ist auch sehr reich an Fossilien in allerdings sehr schlechter Erhaltung. Wieder finden wir fast ausschließlich Bivalven. Hier haben wir auch die Fundstelle einer der größten Veneridae, der *Venus Aglaurae* Brong., die ich sonst in den anderen Müllendorfer Steinbrüchen nicht finden

konnte und auch in den anderen Leithakalkaufschlüssen sehr selten zu finden ist.

Folgende Fauna konnte gefunden werden:

- Corbula* sp.
- Pholadomya Alpina* Math.
- Tellina* sp.
- Venus* cf. aff. *umbonaria* Lam.
- Venus Aglaurae* Brong.
- Cardium* sp.
- Lucina* sp.
- Pectunculus pilosus* Linn.
- Pinnafragment.
- Ostrea crassissima* L.
- Conus* sp.
- Turritella* sp.
- Haliotis* sp.

Als einzige Koralle: *Orbicella reussiana* E. u. H. mit *Creusien* und *Pyrgomen*.

Dieses Korallenriff nimmt den westlichen Teil dieses Aufschlusses ein, während im östlichen Teil, hellbrauner bis weißer, detritärer Leithakalk aufgeschlossen ist.

Dieser detritogene Leithakalk ist nun nichts anderes, als ein aus der Zerstörung des Leithakalkes hervorgegangener Sarmatkalk. Neben einer kleinen abgerollten Tortonfauna — *Turritella* sp. und Seeigelstacheln — führen diese Sedimente, im Hangenden besonders zahlreich, folgende Fauna:

- Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.
- Potamides (Bittium) disjunctus* Sow.
- Cerithium (Chondrocerithium) rubiginosum* Eichw.
- Cardium (Monodaena) obsoletum* Eichw.

Wie diese Fauna zeigt, haben wir hier ein Sarmat vor uns, das allerdings an die Basis zu stellen ist, wie später noch bei der Besprechung des Sarmats im besonderen erörtert werden wird.

Wohl wissen wir, daß es auch sicher tortone Kalke gibt, die neben einer tortonen Fauna auch sarmatische Cerithien führen, aber abgesehen davon, daß wir hier, besonders in den höheren Partien die Cerithien lagenweise massenhaft finden, u. zw. alle drei für das Sarmat charakteristischen Arten, wäre es auch schwer verständlich, daß gerade hier, an dieser so klassischen Lokalität der marinen Brandungsregion, diese Cerithien im Tortonmeer lebensfähig hätten sein können.

Es kommt aber noch eine zweite sehr interessante Frage über die Lagerungsverhältnisse hinzu. Schon F. X. Schaffer (50) hat in seinem Exkursionsführer in kurzem diesen Aufschluß beschrieben und spricht davon, daß in „diesem Teil des Bruches nur unregelmäßig gebankter detritärer Kalkstein“ zu sehen ist und „dürften diese Schichten an einer durch Schutthalde verdeckten Verwerfung abschneiden“. Nun tritt in der Tat der Riffkalk und der detritäre Sarmatkalk derart nebeneinander auf, daß die Annahme eines Bruches sehr viel für sich hatte. Mit Hilfe des freiwilligen Arbeitsdienstes, der mir von der Leitung des Burgenländischen Landesmuseums in entgegen-

kommender Weise zur Verfügung gestellt wurde, konnte ich wenigstens einen Teil der Schutthalde wegräumen lassen. Da hat sich nun gezeigt, daß hier weniger ein Bruch als eine kliffartige Anlagerung festzustellen ist.

Der Sarmatkalk greift hier an den Grenzschichten zwischen Torton und Sarmat, in einzelnen Taschen inmitten des Korallenkalkes ein, was aber wieder nichts anderes ist, als die Ausfüllung der tortonen Rifffhöhlen durch detritogenen, sarmatisch-oolithischen Kalkgrus.

Nördlich dieses Aufschlusses befindet sich ein weit größerer, an dessen Ostflanke sich die sarmatischen Sedimente — hier viel Leithakalkgerölle führend — noch bis über die Hälfte des Steinbruches fortsetzen und hier eine schöne Strandhaldenschichtung zeigen.

Der übrige Teil dieses Bruches liegt in den tortonen Sedimenten, u. zw. liegt zutiefst gewachsener Leithakalk und darüber rein weißer, völlig ungeschichteter, mürber Kalkstein. Dieser Aufschluß führt im wesentlichen dieselbe Fauna wie oben, allerdings unter starkem Zurücktreten der *Orbicella reussiana* und unter völligem Fehlen der *Venus Aglaurae*.

Nordwestlich dieses, wieder etwas höher, liegt der größte Bruch, der zirkusartig angelegt ist. Um hier in der Beschreibung des Steinbruches Wiederholungen zu vermeiden, sei auf die Beschreibung im Exkursionsführer F. X. Schaffer (50) sowie auf die Arbeit W. Kühnelt (38) verwiesen und werde ich im kurzen nur Nötiges oder neue Feststellungen anführen.

Wir haben besonders im nördlichen Teil, im Liegenden, gewachsenen Leithakalk aufgeschlossen und darüber wieder jenes zerreibliche, mürbe, zweifellos umgeschwemmte, fast strukturlose Sediment vor uns, das von den Arbeitern sehr trefflich als „Kreide“ bezeichnet wird. Im vorderen, südlichen Teil, ist eine stehengelassene Gesteinspartie aufgeschlossen, die 2 m über dem Boden ein breites Austernband führt, das scheinbar ausschließlich aus der *Ostrea crassissima* besteht. Ober dieser Austernbank liegt fester, gewachsener Leithakalk, der in verschieden großen Linsen und Löchern eine Unmenge von Fossilien — vorherrschend Steinkerne und Abdrücke von *Orbicella reussiana* und *Lithodomus aturensis* — führt. Zweifellos sind diese Löcher, worauf auch schon Kühnelt (38) hinwies, dadurch entstanden, daß diese in den Linsen auftretenden Fossilien leichter der mechanischen Zerstörung zum Opfer fielen als die sie umgebenden festen Leithakalke.

In diesem Aufschluß sowie auch in den noch höher liegenden, scheinbar aber nur in den weißen Kalken, finden wir noch neben der Koralle *Orbicella reussiana* E. u. H. eine zweite Koralle mit großen Kelchen, die zu den *Oulastreaeidae* gehört und der Art *Diploastrea* nov. spec.<sup>1)</sup> zugehört. Diese neue Art ist bisher der einzige europäische Vertreter, der auf Mittelamerika, den Stillen und Indischen Ozean beschränkten Gattung. Sie tritt scheinbar nur im Müllendorfer Steinbruchgebiet auf und ist bis jetzt von keiner anderen Lokalität bekannt. Hier sind die Sedimente besonders reich an Fossilien und kann folgende Liste gegeben werden:

Bivalven:

*Gastrochaena* cf. *intermedia* Hoern.

*Mactra* sp.

<sup>1)</sup> Für diese Mitteilung sowie für die Bestimmung der Korallen bin ich Herrn Dr. Kühnelt zu vielem Dank verpflichtet.

*Tellina* sp.  
*Venus umbonaria* Lam.  
*Cardium* cf. aff. *edule* Linn.  
*Cardium* sp.  
*Chama austriaca* Hoern.  
*Lucina* sp.  
*Cardita Jouanneti* Bat.  
*Pectunculus pilosus* Linn.  
*Lithodomus avilensis* May.  
*Lithodomus* cf. *aturensis* Cossm. Peyr.  
*Modiola Brochii* May.\*)  
*Modiola* cf. *sericea* Bronn.\*)  
*Pinna tetragona* Brocch.  
*Pecten praebenedictus* Tourn.  
*Pecten (Flabelliptecten) Besseri* Andrz.  
*Pecten (Flabelliptecten) Laitthajanus* Partsch.  
*Spondylus crassicosta* Lam.  
*Ostrea crassissima* L.

#### Gastropoden:

*Conus* cf. *ventricosus* Bronn.  
*Cassis* sp.  
*Strombus* cf. *Bonelli* Brong.  
*Pyrula* sp.  
*Turritella turris* Bast.  
*Cypraea pyrum* Gmel.\*)

#### Echinodermen:

*Scutella vindobonensis* Lbe.  
*Clypeaster grandiflorus* Bronn.  
*Clypeaster Scillae* Desm.  
*Clypeaster intermedius*.  
*Clypeaster Partschii* Mich.  
*Echinolampas hemisphaericus* Lam. sp.

#### Cirripedier:

*Pyrgoma costatum* Seg.  
*Creusien*.

#### Korallen:

*Orbicella reussiana* E. u. H.  
*Diploastrea* nov. sp.

#### Vertebrata:

*Cetacea*<sup>1)</sup> indet. (Schwanzwirbel).

Die mit \* bezeichneten Fossilien konnte ich selbst nicht finden, werden aber in der „Begleitfauna der Bohrmuschelanhäufungen“ in der Arbeit W. Kühnelt (38, p. 243) angegeben.

<sup>1)</sup> Der einzige bis jetzt gefundene Wirbeltierrest, der von Dr. H. Zapfe gefunden wurde und sich auch in dessen Sammlung befindet.

In dem nordöstlich anschließenden Steinbruch sieht man, da gerade jetzt stark abgebaut wird, die schneeweißen, fein zerriebenen Kalke, besonders schön und sind dort nahezu 12 m aufgeschlossen. Gegen W schließen sich dann noch zwei Steinbrüche an, in deren südlichem die bgl. Kreide- und chemischen Werke A. G. angelegt sind, die in einem Mahl- und Schlemmprozeß, aus diesen weißen Kalken Wiener-Weiß als Anstrichmittel sowie die verschiedensten Düngerkalke erzeugen. Gegen SW sehen wir noch tief herunter in Anschlüssen diese hellweißen Kalke, die infolge des gegen WSW gerichteten, mäßigen, aber konstanten Einfallens der Schichten bis nahe zur Talsohle herabziehen.

Ich möchte noch einige Worte über die Entstehung dieses kreidigen Kalksteins sagen. Wir haben hier zweifelsohne eine sekundäre Bildung vor uns. Ich muß mich hier zur Gänze der Ansicht Schaffers (50, p. 86 und folgende) anschließen, daß wir hier bei Müllendorf die Bildung eines Lithothamnienriffes von ganz besonderer Reinheit vor uns haben. Es wäre, abgesehen von diesem einen schon beschriebenen Aufschluß, für die anderen Sedimente zu weit gegriffen, von einem ausgesprochenen Korallenriff zu sprechen, da in diesem Sediment die Korallen mit den Bohrmuscheln zusammen gehäuft nur in einzelnen Nestern vorkommen. Hier wird man wohl ruhig annehmen dürfen, daß die Korallen, die in einzelnen, wenigen Nestern auftreten, durch die Wogen vom primären Korallenriff abgerissen wurden — wobei natürlich nicht zur Gänze auszuschließen sei, daß nicht auch in diesen „weißen Sedimenten“ primär Korallen lebten — und diese in Untiefen liegenden Korallenblöcke bei neuem Anstieg des Meeres neuerdings aufgearbeitet und sedimentiert wurden.

Diese Reinheit des Lithothamnienriffes ist sicherlich darauf zurückzuführen, daß hier kein Fluß terrigenes Material herbeigeschafft hat und daher für die Algenvegetation besonders günstige Standortsbedingungen waren. Es wurde eben durch die Wogen der Lithothamnienkalk aufgearbeitet, wo er eben als Kalkschlamm die Flanken des Lithothamnienriffes bedeckte. Wir haben eben hier zwei faziell voneinander getrennte Ausbildungen unmittelbar übereinander, die wohl beide dem jüngeren Tortonmeer ihre Entstehung verdanken, aber nicht unbedingt gleichzeitig zur Ablagerung gelangten, wie dies ja in der großen Spanne Zeit sehr verständlich ist, und man wird auch ruhig sagen können, daß auch selbst die Bildung des gewachsenen Leithalkales nicht überall zur selben Zeit einsetzte, worauf auch K. Ehrenberg (16) hinwies.

Wenn ich nun die gesamten Feststellungen, die aus den Müllendorfer Aufschlüssen gewonnen werden konnten, zusammenfasse, so läßt sich sagen: daß wir im südöstlichsten Aufschluß ein primäres, vielleicht in den hangenden Partien ein wenig umgeschwämmtes, durch die Koralle *Orbicella reussiana* und durch die Alge Lithothamnium aufgebautes Korallenriff vor uns haben, an das sich Sarmat kliffartig anlegt.

Die übrigen Steinbrüche, die in den tieferen Lagen weiße, gewachsene Lithothamnienkalke, in den höheren Lagen hellweiße, leicht zerreibliche, kreidige Kalke als umgeschwemmte, sekundäre Bildungen aufzeigen, führen uns ein Lithothamnienriff von ganz besonderer Reinheit vor Augen.

Die in Nestern vorkommenden Fossilanhäufungen, die vorherrschend aus der Koralle *Orbicella reussiana* bestehen und die, wie W. Kühnelt ausführt, erst nach dem Tode von den Bohrmuscheln befallen wurden, sind meiner

Meinung nach nichts anderes als durch spätere Wogen abgerissene Korallenblöcke, die dem primären Korallenriff entstammen.

Diese kreidige Ausbildung ist, wenn auch nicht gerade in so reiner Ausbildung, auch nördlich von Großhöflein beim „Weißen Kreuz“, bei Donnerskirchen und südlich von Rust zu beobachten; man kann auch als gesichert annehmen, daß dieses leicht zerstörbare Sediment ganz allgemein verbreitet war, nur daß es eben durch einen günstigen Zufall hier in Müllendorf erhalten blieb, während es anderswo zerstört wurde.

Wenden wir uns nun gegen O, so können wir diese „weißen Kalke“ wieder nördlich von Großhöflein — östlich der schon erwähnten Steinbrüche des Kalkofenwaldes — aufgeschlossen finden. Auch hier tritt wieder die Koralle *Orbicella reussiana* E. u. H. sehr häufig auf und ebenso wieder eine große Austernbank mit *Ostrea crassissima* Sow.

Gegen S sehen wir den Leithakalk bis Großhöflein ziehen, wo er nördlich der Bundesstraße aufgeschlossen ist und hier sehr zahlreich *Cardita Jouanneti* Bast. führt. Er zieht von hier noch weiter nach S bis zu einer Tiefe von 190 m Seehöhe und aus ihm entspringt in Großhöflein neben der Kapelle eine kalte Schwefelquelle von 12.5° C.

Von hier zieht der Lithothamnienkalk — der zwischen Müllendorf und Großhöflein bei 190 m Seehöhe sein vorläufig tiefstes Niveau erreicht hat — gegen NW und ist ungefähr in der Mitte zwischen Groß- und Kleinhöflein, dort wo das Kristallin am tiefsten (siehe Karte) in die Ebene reicht, abermals aufgeschlossen. Er ist hier als Kalksandstein entwickelt, ist gebankt, fällt schwach gegen die Ebene und zeigt in der Streichrichtung eine schwache synklinale Wölbung. Hier tritt sehr zahlreich als einzige Fundstelle im untersuchten Gebiet *Terebratulina Styriaca* Dreg. auf.

Folgende Fauna konnte gefunden werden:

*Pholadomya alpina* Math.

*Tellina* sp.

*Isocardia cor.* Linn.

*Cardium* sp.

*Pectunculus pilosus* Linn.

*Pinna tetragona* Brocchi.

*Perna* cf. aff. *Soldanii* Desh.

*Pecten* (*Oopecten*) *latissimus* Brocch.

*Pecten* (*flabellipecten*) *Beaseri* Andr.

*Pecten* (*flabellipecten*) *Leythajanus* Partsch.

*Spondylus crassicosta* Lam.

*Ostrea digitalina* Dub.

*Ostrea* sp.

*Turritella* sp.

*Conus ventricosus* Bronn.

*Conus* sp.

*Orbicella reussiana* E. u. H.

*Clypeaster Scillae* Desmoul.

*Dorocidaris papillata* Leske-Cidaris Schwabenau Laube.

*Balanus* sp.

*Paracerasia trolli* Abel.

Von hier ziehen die Leithakalke in einem schmalen Streifen gegen NO — im NW das Kristallin, im SO pannonen Sedimente — und nehmen NW und N von Eisenstadt wieder einen beträchtlichen Raum ein.

Wir haben sie hier in einem kleinen Steinbruch unterhalb des Glorietts — das auf Leithakalk steht — in detritärer Ausbildung aufgeschlossen.

Folgende Fauna konnte gefunden werden:

- Pholadomya Alpina* Math.
- Pecten (Oopecten) latissimus* Brocch.
- Chlamys (Aequipecten) elegans* Andr.
- Orbicella reussiana* E. u. H.
- Balanus* sp.

Einen zweiten größeren Aufschluß in ebenfalls detritärem, weißem Lithothamnienkalk haben wir im „Trenkgraben“ (etwas südlich der Kote 318, die am Höhenrücken zwischen Trenk- und Langleithengraben liegt). Dieser Aufschluß ist ziemlich fossilleer, nur einige *Pecten*-Bruchstücke konnten gefunden werden.

Von hier ziehen die Leithakalke bis zur Wasserscheide und über diese hinweg stehen sie in Verbindung mit den Leithakalken am jenseitigen Abfall des Leithagebirges. Sie erreichen hier an der Wasserscheide im WNW des Steinbruches „Kürschnergrube“ (Kote 441), bei Kote 454 ihr höchstes Vorkommen. In dem erwähnten Steinbruch „Kürschnergrube“ ist in den tieferen Teilen gewachsener, in den höheren Lagen detritärer Leithakalk 8 m hoch aufgeschlossen. Er führt hier wieder sehr zahlreich die Koralle *Orbicella reussiana* E. u. H. und hier haben wir neben Müllendorf die zweite Fundstelle dieser großen, dickschaligen Veneridae: *Venus Aglaurae* Brong., ansonsten treten noch ziemlich häufig auf:

- Perna* cf. *Soldanii* Desh.
- Pectunculus pilosus* Linn.
- Pecten (flabellipecten) Besseri* Andr.
- Pecten (Oopecten) latissimus* Broc.

Charakteristisch besonders für den westlichen Teil dieses Aufschlusses ist eine sinterartige Kruste von kleinen Kalkspatkristallen.

Wählen wir nun einen Weg in südöstlicher Richtung, so haben wir den Leithakalk erst wieder oberhalb Eisenstadt, hinter dem Militärinstitut aufgeschlossen, wo er, wie wir schon oben gehört haben, im Hangenden des tiefer tortonen Schotter- und Sandkomplexes auftritt und auch noch südlich der „Eisenstädter Sandstätte“ neben einem aufgelassenen Kalkofen aufgeschlossen ist. Hier fällt der Leithakalk unter 10° gegen S 60° W ein.

In diesen Aufschlüssen konnte folgende Fauna gefunden werden:

- Pholadomya* cf. *Alpina* Math.
- Maetra* sp.
- Isocardia cor.* Linn.
- Cardium* cf. aff. *edule* Linn.
- Cardita Jouanneti* Bast.
- Pectunculus* cf. *pilosus* Linn.
- Perna* cf. *Soldanii* Desh.
- Perna* sp.

*Aequipecten opercularis* L.  
*Pecten (Oopecten) latissimus* Brocc.  
*Pecten (Flabellipecten) Leythajanus* Partsch.  
*Chlamys elegans (Aequipecten) Andr.*  
*Ostrea digitalina* Dub.  
*Ostrea* sp.  
*Conus* sp.  
*Trochus* sp.  
*Buccinum* sp.  
*Turbo* sp.

Westlich von hier, an der Ostflanke des Esterhazyschen Schloßparkes tritt eine Partie Tegel auf, die ich schlemmte und in der folgende Foraminiferen gefunden werden konnten:

*Dentalina filiformis* d'Orb. (häufig).  
*Dentalina* sp.  
*Vaginulina* sp.  
*Epistmina elegans*.  
*Cibicides* aff. *akneriana* d'Orb.  
*Cibicides Dutemplei* d'Orb.  
*Ceratobulimina Haueri* d'Orb.  
 Seeigelstachel.

Wenn wir uns nach der Besprechung der einzelnen Aufschlußverhältnisse die geologische Karte vorlegen, so sehen wir vielfach die Leithakalke durch einige WSW—NNO streichende Glimmerschieferzüge unterbrochen. Leider sind die Aufschlußverhältnisse hier derart schlecht, daß eine genaue Beobachtung fast ausgeschlossen erscheint. Bergrat Vettors,<sup>1)</sup> der im Jahre 1926 das Stadtgebiet einer genauen Untersuchung unterzogen hat, hat hier schon dieses komplizierte Bild festgehalten und schreibt auch, daß er am Rücken zwischen Wiener- und Günsergraben „an den durch vorbergegangene Regengüsse geschaffenen frischen Boden und Aufschlüssen mehrere Verwerfungen mit nur geringer Sprunghöhe beobachten konnte und daß an den oberen Staffeln der kristalline Untergrund der mediterranen Schichten zutage tritt“. Aber nicht nur innerhalb des Torton, sondern vor allem an den Grenzschichten zwischen diesem und den pannonen Sedimenten scheint ein ONO-WSW-Verwurf aufzutreten. Eine Bohrung, die im fürstlichen Schloßparke niedergebracht wurde, soll nach Angabe von Ing. Zsigmondy Leithakalk erst in 180 m Tiefe angetroffen haben, obwohl in unmittelbarer Nähe Leithakalk ansteht. Es muß daher eine Absenkung von rund 180 m angenommen werden.

Wenn wir nun den Leithakalk gegen O weiter verfolgen, so verschmälert er sich hier abermals und wir haben hier auf diese weite Strecke bis gegen Donnerskirchen und darüber hinaus den Leithakalk fast ausschließlich in detritärer Ausbildung. Besonders interessant sind nördlich von St. Georgen bei den Buchstaben „gfra“ von „Jungfrauberg“ drei Aufschlüsse, in denen Kalke und Sandsteine auftreten, die einander derart ähnlich sehen, daß man sie für gleichalterige Bildungen halten würde, würde nicht die Fauna genügend

<sup>1)</sup> Bericht über die geologische Untersuchung, betreffend die Wasserversorgung der Freistadt Eisenstadt. Dezember 1926.

zeigen, daß wir hier im nördlichen Torton, im westlichen Pannon und im östlichen Aufschluß Sarmat vor uns haben.

Von hier weiter gegen O, bzw. gegen NO sehen wir den Leithakalk auf den Mitterriegelschottern auflagern. Hinter der Tiergartenmauer zwischen „Oslopper und Gschießer Allee“ keilt er dann allmählich aus und wird von Kalken überlagert, die schon dem Sarmat angehören.

Im Tiergarten selbst tritt er dann noch an zwei Stellen mitten aus den pannonen Sedimenten durch morphologisch auffällige Kuppen zutage. Die eine Stelle liegt im S (Kote 173); auf ihr steht das „Rendezvous-Jagdschloß“, und die zweite Stelle liegt von hier im NNO im alten Saugarten (westlich Kote 230). Dieses letzte Vorkommen, das in einer sandigen Zwischenlage sehr zahlreich *Pecten praebenedictus* Tourn. und *Ostrea digibalina* Dub. führt, wurde in Roth v. Telegds Karte nicht aufgenommen. Ein drittes, ebenfalls isoliertes Vorkommen von Leithakalk liegt südlich schon außerhalb des Tiergartens, unmittelbar nördlich von Schützen a. G. (Gschieß) an Kote 142 und dürfte zu einem der tiefst gelegenen Leithakalkvorkommen gehören. Die Kalke sind hier stark detritär und haben besonders in den höheren Partien vielfach Einlagerungen von kreidig-weißem Kalk, ganz dem Habitus von Müllendorf entsprechend. Ich konnte hier schwaches Fallen gegen O  $63^{\circ}$  S messen. Hier konnte ich einige sehr schön erhaltene Formen von *Pecten* (*Oopecten*) *latissimus* Brocc. und Seeigelfragmente finden.

Südwestlich dieses Aufschlusses befindet sich an der Nordwestseite des Ortes Schützen (Gschieß) neben Großhöflein die zweite Schwefelquelle mit einer Temperatur von  $13.1^{\circ}$  C, die hier aus dem Alluvialhoden entspringt. Die Quelle ist eine jodhaltige, salinische Schwefelquelle.

Wenden wir uns nun aus Gründen, die erst später ersehen werden können — bevor wir zur weiteren Beschreibung der Verhältnisse im Leithagebirge weiter gehen —, zuerst der Schilderung der Verhältnisse im Ruster Hügelzug zu. Hier ziehe ich es vor, im S an der österreichisch-ungarischen Landesgrenze zu beginnen.

Wir sehen den Leithakalk am Westabhang des Rusterberges westlich des Gizingberges anstehen. Er ist hier detritär und durch Aufnahme von kristallinem Material auch stellenweise konglomeratisch entwickelt. Abgesehen von einem kleineren Vorkommen noch nördlich von hier, können wir im Südteil des Ruster Hügelzuges nirgends mehr anstehenden Leithakalk beobachten, sondern der ganze Teil wird hier von dem „Rusterschotter und Sandkomplex“ eingenommen.

Auf einem kleineren Leithakalkvorkommen ist die Freistadt Rust aufgehaut, deren südlicher Abschnitt wiederum schon dem Sarmat angehören dürfte.

Nördlich der Ost—West verlaufenden Straße, die die Orte St. Margarethen und Rust verbindet, tritt dann Leithakalk in etwas größerem Zusammenhang und auch größerer Verbreitung auf, hiebt aber doch auch noch in seiner Gesamtausdehnung hinter der Fläche, die das Kristallin und die Rusterschotter einnehmen, zurück. Das Hauptverbreitungsgebiet und auch die größten Aufschlüsse haben wir am Westabhang des Höhenzuges; alle an Größe weit übertreffend ist das St.-Margarethner Steinbruchgebiet. Wir können den Leithakalk dann von hier auch nach NO verfolgen, wo er nach meinen Untersuchungen in einem Zusammenhang bis in die Gegend westlich

von Oggau auftritt. Erst nördlich Oggau tritt er dann ohne engeren Zusammenhang in einzelnen isolierten Partien bis an die Nordgrenze des Höhenzuges auf. Der Leithakalk ist am Ostabhang des Ruster Hügelizeuges — obwohl er hier nur in seichten Gruben aufgeschlossen ist — deswegen sehr leicht zu verfolgen, weil er hier vorherrschend diese kreidig-weiße Farbe zeigt und sich dadurch schön auch auf größere Entfernung von den ihn unterlagernden Schottern und Sanden abhebt.

Das St.-Margarethner Steinbruchgebiet erstreckt sich sowohl nördlich der St.-Margarethner Rusterstraße, wo auch der größte Aufschluß liegt, als auch südlich der Straße, wo in einzelnen kleineren Aufschlüssen der Leithakalk gewonnen wurde. Er zeigt aber hier nicht diese schöne Kalk-Sandstein-Struktur, die ihn als „Margarethnerstein“ allbekannt machte. Wir haben hier südlich der Straße neben kleineren Aufschlüssen im Leithakalk auch einen kleineren Aufschluß (neben der Jägerhütte), in dem ein Zerreibsel von Lithothamnien und Sand auftritt und am besten als verhärteter Lithothamniengrus zu bezeichnen ist.

Hier konnte folgende Fauna gefunden werden:

*Pecten (Oopecten) latissimus* Brocc. var. *austriaca*.

*Pecten (Flabellipecten) Besseri* Andrz.

*Pecten (Flabellipecten) Leithajanus* Andrz.

*Pecten praebenedictus* Tour.

*Chlamys (Aequipecten) elegans* Andrz.

*Spondylus crassicostrata* Lam.

*Brissopsis* sp.

Begeben wir uns nun von hier nach N, so gelangen wir nördlich der West—Ost verlaufenden Straße in den größten Aufschluß des St.-Margarethner Steinbruchgebietes. Der Kalk muß hier als ausgesprochen fossilarm bezeichnet werden; es fehlen hier eigentlich die für die Lithothamnienkalken an anderen Lokalitäten so bezeichnenden großen und dickschaligen Bivalven.

Relativ häufig finden sich die Pectines:

*Pecten praebenedictus* Tour.

*Pecten Leithajanus* Partsch.

Schon seltener:

*Pecten latissimus* Brocc.

*Pecten Besseri* Andrz.

*Chlamys (Manupecten) fasciculata* Maill.<sup>1)</sup>

Reich dagegen sind hier die Funde, die an Säugetieren gemacht wurden, wobei ich hier nur anführen will, daß der letzte Fund im Jahre 1927 gemacht wurde. Es handelt sich dabei um einen vollständigen Schädel der Gattung *Methaxytherium*, der bis jetzt überhaupt bekannt wurde und von Sickenberg (52) als *Methaxytherium Petersi* Abel beschrieben wurde und bis dort nur im inneralpinen Becken (Hainburg und Ottakring) gefunden wurde. Wie Sickenberg ausführt, handelt es sich dabei um ein jugendliches Tier,<sup>2)</sup> von dem neben dem Schädel, auch Schulterblatt, viele Wirbel und Rippen gefunden werden konnten (41).

<sup>1)</sup> Dieser *Pecten* befindet sich im Nat. Mus. Wien.

<sup>2)</sup> Dieser Margarethner Fund befindet sich im Landesmuseum Eisenstadt.

Sehr interessant ist die Tektonik, die uns nicht nur hier, sondern in allen Steinbrüchen an der Westseite des Ruster Hügels — an der Ostseite war eine Beobachtung wegen des Fehlens von größeren Aufschlüssen unmöglich — entgegentritt.

Im Margarethner Aufschluß fallen die Leithakalke im westlichen Teil des Aufschlusses als Ganzes schwach (8 bis 10) gegen Südwesten. Die Kalke zeigen aber im Detail eine Reihe von Klüften, die sie durchsetzen, und einzelne Partien erscheinen durch kleinere westeinfallende Brüche steil gestellt, ohne dabei das schwache aber konstante SW-Fallen zu verwischen.

Die Hauptverwerfung zeigt sich aber erst in der Mitte des Bruches, wo sich an einem stehengelassenen großen Kalksockel eine unter einem Winkel von  $60^\circ$  gegen W einfallende Verwerfung zeigt, an der sich in einer Länge von nahezu 10 m und einer Höhe von über 3 m ein prachtvoll ausgebildeter Harnisch mit senkrechter Striemung zu erkennen gibt. Wir haben also hier ein Einfallen der Verwerfung gegen W, daher einen Bruch, der Nord—Süd streicht und an dem der westlich dieser Verwerfung gelegene Teil abgesunken erscheint. Ein dem Leithakalk im westlichen Teil des Steinbruches entgegengesetztes, ebenso schwaches Fallen gegen O, bzw. SO, zeigt sich im östlichen Teil des Steinbruches. Wir haben also hier eine an die Verwerfung gebundene, leichte antiklinale Wölbung.

Verfolgen wir nun diesen Hauptverwurf gegen N weiter, so sehen wir vor allem einmal, daß mit dem Abfall des „Margarethner Kogel“ (Kote 222) gegen N auch der Leithakalk aussetzt (Kote 168) und die tiefer liegenden Rusterschotter zutage treten, wo weiter nördlich ein neu aufgefundenes, anstehendes Kristallin hervortritt. Von hier steigt es wieder allmählich zu der aus Leithakalk gebildeten Kuppe des Silberberges (Kote 192) an. Hier haben wir wieder einen ausgedehnten Steinbruch, der schon zum Gemeindegebiet Oslip (älter Oslopp) gehört und in den tieferen Lagen gelblichbraunen, z. T. gewachsenen Leithakalkfelsen zeigt und in den höheren Lagen in helleren, weichen detritären Kalk übergeht. Der Leithakalk, der sehr schön gebankt ist, fällt in diesem Aufschluß in seiner Gesamtheit gegen O und wir können an der Südflanke dieses Aufschlusses sehr schön die Fortsetzung der „St.-Margarethner Hauptverwerfung“ feststellen. Der Leithakalk fällt hier im östlichen Teil der Südflanke gegen O unter  $20^\circ$ . Dann sehen wir die Leithakalke stark gestört und steil aufgerichtet, an denen ebenfalls Harnische auftreten, während der Teil östlich der Verwerfung gegen West  $15^\circ$  Nord einfällt. Wir sehen also hier die Leithakalke zueinander verworfen. Hier im östlichen Teil der Südflanke sehen wir auch im Liegenden der Kalke eine tegelige Sandschicht der Rusterschotter auftreten, die ebenfalls gegen W steil einfällt.

Wenn wir nun den Leithakalk weiter gegen N verfolgen, der morphologisch von den ihn „umgebenden“ Rusterschottern stark hervortritt, so können wir überall, wo er an der Oberfläche anstehend zutage tritt, ein Einfallen gegen O messen. Nahe der Grundgebirgsgrenze haben wir ihn dann noch nordnordöstlich von Kote 168 in einem Steinbruch aufgeschlossen, wo er auch hier gegen O einfällt. Hier sind die Leithakalke, besonders in seinem nördlichen Teil, derart stark gestört und in kleinen Lagen zueinander verworfen und verbogen, daß man hier überhaupt keine Schichtung mehr sehen kann. In den tieferen Lagen treten einige Tegellagen auf, die kleine Faltenbildung zeigen.

Wenn wir hier diese Feststellungen zusammenfassen, so können wir sagen, daß hier am Westabhang des Ruster Höhenzuges vom Steinbruch St. Margarethen bis in die Gegend östlich von Oslip auf eine Erstreckung von ungefähr 3 km eine von S gegen N streichende Verwerfung festgestellt werden konnte, an der die westlichen Teile abgesunken erscheinen.

Es wäre hier noch nachzuholen, daß am Silberberg nordwestlich des „S“ (von Silberberg), südöstlich des oben besprochenen Steinbruches ein Korallenkalk auftritt, der zugleich ein Massenvorkommen von *Perna cf. Soldanii* Desh. darstellt. Die Verhältnisse sind folgende: zutiefst liegt ungefähr  $\frac{1}{2}$  m aufgeschlossen heller Leithakalk, der unter 20° ebenfalls gegen O einfällt und neben kleinen Ansterscherben keine Fossilien führt. Darüber liegt in einer Mächtigkeit von fast 4 m ein Sediment, das eigentlich aus nichts anderem besteht, als aus tausenden, wirt nebeneinander zu festem Sediment verbackenen Steinkernen von *Perna cf. Soldanii* Desh. und der Koralle *Orbicella reussiana* E. u. H. neben Lithothamniën. Überlagert wird dieses Sediment dann abermals durch Leithakalk, der nahezu fossilifer ist. Dieses Massenvorkommen von *Perna Soldanii* ist um so bemerkenswerter, als es im Wiener-Becken fehlt.<sup>1)</sup> Nur aus Ungarn werden von L. Strauß (53, p. 186) aus dem Cserhát-Gebirge zwei Fundstellen beschrieben, die ebenso wie hier von detritärem Leithakalk unter- und überlagert werden, wo „*Perna Soldanii* noch als herrschende Art auftritt“. Wir können also hier schon von einem „Pannonen Einschlag“ der Fauna sprechen. Diese Korallen- und Pernabank ist aber auch noch insofern interessant, als auch hier Lithodomen auftreten, die scheinbar auch zu jener kleinen Lithodomus-Art gehören, die W. Kühnelt (38) aus Müllendorf beschrieben und als *Lithodomus cf. aurensis* Cossm. u. Peyr. bestimmt hat.

Nach der Beschreibung des östlich von Oslip isoliert auftretenden Leithakalkzuges, dessen höchste Erhebung der Silberberg war, haben wir mit dem letzten Aufschluß nahe der Grundgebirgsgrenze im N auch die direkten Feststellungen der in N-S-Richtung streichenden Hauptverwerfung verloren. Wir sehen dann weiter im N das anstehende Grundgebirge abermals zutage treten, dem eine größere Verbreitung zukommt als die Karte Roth v. Telegds zeigt und haben am Westrand des Ruster Höhenzuges nur noch am Ostabfall des Goldberges (Kote 225) ein kleineres Vorkommen von Lithothamniënkalk zu erwähnen, unter denen, wie schon auf p. 56 erwähnt, die Rusterschotter aufgeschlossen sind. Wir haben auch schon oben p. 56 gehört, daß eine hier auftretende Tegellage unter 25° gegen O einfällt, während der Leithakalk etwas schwächer, aber immerhin noch immer Ostfallen zeigt. Die Fortsetzung der „Margarethner-Silberberger-Verwerfung“ konnte hier im Aufschluß nicht mehr festgestellt werden, müßte aber auch, wenn sie hier noch ihre Fortsetzung hätte, weiter im W gesucht werden, wo aber eine Beobachtung wegen des Fehlens von Leithakalk nicht möglich war.

Wenn wir uns nun von hier gegen NO wenden, so haben wir wieder ein morphologisch stark hervortretendes Leithakalkvorkommen am Hölzelstein mit einem Einfallen gegen O 30° S mit einem Einfallswinkel von ebenfalls 20°. Gegen O kommen wir dann wieder in die Rusterschotter und erreichen in

<sup>1)</sup> Herr Dr. Sieber teilte mir in entgegenkommender Weise mit, daß er von der Gaadener Bucht eine *Perna*-Bank kennt.

dem Aufschluß bei der „Rosalia-Kapelle“<sup>1)</sup> den Nordostabhang des Ruster Höhenzuges, wo abermals Leithakalk in 139 m Seehöhe ansteht. Wir haben ihn hier in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen, von denen der eine westlich und der andere nordöstlich der Kapelle liegt. Wenn wir nun zuerst den westlichen Aufschluß besprechen, so sehen wir in tiefsten Lagen festen, gebankten Leithakalk, der hier fast horizontal liegt. Im südlichen und im nördlichen Teil dieses Aufschlusses sehen wir im Hangenden, ähnlich dem schon besprochenen Aufschluß, südlich des großen Margarethner Aufschlusses, mürben, stark detritären Leithakalk, der nur aus Knollen von Lithothamnien und lockerem Sandstein besteht und am besten als Lithothamniengrus bezeichnet werden kann. Er führt hier sehr schön erhalten einige Pectines und scheinbar örtlich zusammengeschwemmt, Austern, die der *Ostrea digitalina* Dub. zugerechnet werden müssen. Eine Bivalve tritt hier auch auf, die ich eigentlich sonst nirgends finden konnte, u. zw. *Dosinia* cf. *exoleta* Linn.

Folgende Pectines konnten gefunden werden:

*Pecten praebenedictus* Tourn.

*Pecten (Flabellipecten) Leythajanus* Partsch.

*Chlamys (Aequipecten) elegans* Andr.

*Aequipecten* cf. *miocenicus* Micht.

Der Leithakalk, der hier fast flach gelagert, nur schwach gegen O einfällt, erscheint im nördlichen Teil durch eine kleine Verwerfung gestört, an der auch einige Harnischflächen auftreten.

Wenn wir uns nun der Besprechung des zweiten Aufschlusses, nordöstlich der Kapelle, zuwenden — der erst heuer neu angelegt wurde —, so können wir feststellen, daß er erstens tiefer hinabreicht und andererseits die Fortsetzung des erstbesprochenen Aufschlusses gegen N zeigt. Wir haben hier gewachsenen Felsen, der von zahllosen Klüften durchsetzt ist und hier ein schwaches Einfallen gegen NW zeigt. Auch hier kann man an einzelnen Gesteinshlöcken Harnischflächen sehen. Das hier entgegengesetzte Fallen deutet auf eine Verwerfung in NO-SW-Richtung hin.

Damit hätten wir die Besprechung der mediterranen Sedimente im Ruster Hügelzug beendet und wollen uns gegen NW, bzw. gegen N wieder ins Leithagebirge zurückbegeben, dessen Besprechung wir oben zurückstellten. Hier möchte ich vor allem auf die mitten in den pannonen Sedimenten isoliert auftretenden Leithakalke von Schützen a. G. mit Kote 142 und den beiden Vorkommen im Esterhazyschen Tiergarten beim Jagdschloß einerseits, Kote 173, und im „Alten Saugarten“ andererseits, Kote 230, hinweisen. Ich glaube vor allem annehmen zu dürfen, daß die pannonen Sedimente hier in dem schmalen Tal zwischen Ruster Hügelzug und Leithagebirge nur eine geringe Mächtigkeit haben und daß diese drei Leithakalkvorkommen nichts anderes zeigen als von der Erosion herausgearbeitete Kalke, die meiner Meinung nach die Verbindung zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug erweisen und dies somit zur Folgerung zwingt, daß der Ruster Höhenzug als N—S streichender Seitenast des Leithagebirges aufzufassen ist und daß beide durch eine Leithakalkplatte miteinander in Verbindung stehen.

<sup>1)</sup> Dieser Name scheint nur auf der topographischen Karte im Maßstab 1 : 75.000 auf.

Begeben wir uns nun vom Ruster Höhenzug wieder ins Leithagebirge nach Donnerskirchen. Wir haben hier von NW gegen SO, von der Kirche in Donnerskirchen ausgehend, bis zur Tiergartenmauer vier große Aufschlüsse, die alle detritären Leithakalk mit Tegel- und Mergelpartien aufschließen. Besprechen wir nun zuerst die Aufschlüsse bei der Kirche. Am Westabhang des Hügels, auf dem die Kirche steht, so zeigt sich zutiefst — durch den Anbau der Häuser an den Hügel — aufgeschlossen, ungefähr 7 m hoch, gebankter Leithakalk mit einzelnen Tegellagen. Dieser Kalk fällt hier gegen SO unter  $40^\circ$  ein. Kurz oberhalb dieses Aufschlusses stehen nördlich der Kirche in einem ebenfalls schon aufgelassenen Steinbruch Leithakalke an. Diese Leithakalke zeigen aber nicht mehr ein Einfallen gegen SO, sondern scheinen gegen den Berg, gegen NW unter  $25^\circ$  einzufallen. Diese merkwürdigen Lagerungsverhältnisse scheinen auch schon L. Kober (36, p. 109) aufgefallen zu sein, denn er schreibt: „In Donnerskirchen steht Leithakalk an, der bei der Kirche auffallende Störungen aufweist.“ Leider haben wir hier die Grenzschichten zwischen den beiden entgegengesetzten Fallrichtungen — die außerdem noch verschiedene Einfallwinkel von  $40^\circ$  (und  $25^\circ$ ) anzeigen — nicht aufgeschlossen, aber wir werden noch später hören, daß gegen das Gebirge, also gegen NW einfallende Verwerfungen mit Harnischflächen auftreten, und es wird auch hier ein NO—SW streichender Verwurf anzunehmen sein. Schon aus den Mitteilungen von Th. Fuchs (19, p. 272) können wir folgendes entnehmen: „Von Interesse ist noch eine Verwerfung von beiläufig 2 Klafter (also ungefähr 4 m) Sprunghöhe, welche in mehreren Brüchen aufgeschlossen ist und die sich durch das Abbrechen der eingelagerten Letten- und Tegelschichten schon aus der Entfernung bemerkbar macht, wohei noch der Umstand bemerkenswert ist, daß nicht das gegen die Ebene, sondern vielmehr das dem Gebirge näher gelegene Stück gesunken ist.“

Wenn wir nun gegen SW den Leithakalk weiter verfolgen, so finden wir ihn wieder in einem erst vor kurzem neu angelegten Steinbruch an der Straße, die von Donnerskirchen nach Hof in N.Ö. führt (an der starken Rechtskurve südwestlich Donnerskirchen), aufgeschlossen. Der Anschluß zeigt hier detritären Leithakalk, Sandsteine und Tegel in Wechsellagerung. Die Schichten fallen wie in dem tieferen Aufschluß bei der Kirche gegen SO; sie fallen hier aber noch steiler, unter  $45^\circ$  ein. Das ganze Sediment stellt eine vollkommen planparallel geschichtete Ablagerung dar.

Weiters gegen SW kommen wir in den nächsten Aufschluß, der weißen, ebenfalls detritären Leithakalk, wieder mit einzelnen tegeligen Zwischenlagen, zeigt. Dieser Anschluß verschleiert etwas das bis jetzt gewonnene Bild, da er nicht wie alle anderen Aufschlüsse in der Fallrichtung des Gehänges, sondern senkrecht dazu, also nicht in NNW-SSO-, sondern in ONO-WSW-Richtung angelegt ist. Die Leithakalke fallen jedenfalls hier auch gegen SO, das durchschnittliche Fallen scheint aber hier  $30^\circ$  nicht zu übersteigen. Die Leithakalke liegen auch hier nicht wie im vorerwähnten Aufschluß planparallel, sondern einzelne Bänke keilen bald hier, bald dort aus. Hier konnte aber eine andere Feststellung gemacht werden: Im westlichen Teil dieses Aufschlusses tritt an einer Tegellage von einem sehr schönen Harnisch begleitet ein Verwurf auf, der unter  $50^\circ$  gegen den Berg, gegen W  $20^\circ$  N einfällt.

Wir kommen nun zum vierten und zugleich letzten Aufschluß, der südwestlich des vorerwähnten, nahe der Tiergartenmauer angelegt wurde und wieder in der Fallrichtung des Gehänges liegt. Hier ebenfalls detritärer Leithakalk mit Tegel- und Mergel einlagerung. Der Leithakalk ist hier gegenüber den anderen Aufschlüssen besonders dick gebankt; die einzelnen Bänke zeigen hier im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 1 m, es treten aber auch solche von fast 2 m auf. Das ganze Sediment ist hier wieder planparallel gelagert und die Bänke fallen gegen SO unter 35° ein. In der SO-Ecke des Aufschlusses geht hier ebenfalls eine Störungszone durch, die gegen den Berg hang gerichtet, gegen W 15° N unter einem Winkel von 60° einfällt. Ein Harnisch begleitet hier ebenfalls diese Verwerfung. Welcher Teil abgesunken ist, ist aus dem Aufschluß nicht zu ersehen.

Aus diesen Aufschlüssen konnte folgende Fauna gefunden werden:

- Corbula* sp.
- Venus* cf. *umbonaria* Linn.
- Venus* sp.
- Isocardia* cor. Linn.
- Cardium* sp.
- Lucina* sp.
- Cardita Jouanneti* Bast.
- Arca* sp.
- Pecten* (*Oopecten*) *latissimus* Brocc.
- Pecten praebendictus* Tourn.
- Pecten* (*Flabellipecten*) *Besseri* Andr.
- Pecten* (*Flabellipecten*) *Leythajanus* Partsch.
- Chlamys elegans* Andr.

und folgende Foraminiferen:

- Nonion Commune* d'Orb.
- Nonion Soldanii* d'Orb.
- Elphidium Ungeri* Reuss.
- Elphidium crispum* d'Orb.
- Elphidium fichtelianum* d'Orb.
- Elphidium obtusum* d'Orb.
- Elphidium rugosum* d'Orb.
- Cibicides lobulata* d'Orb.
- Cibicides* aff. *kalebergensis* d'Orb.
- Cibicides ungeriana* d'Orb.
- Cibicides bouerianu* d'Orb.
- Pullenia spheroides* d'Orb.
- Discorbis planorbis* d'Orb. (häufig).
- Discorbis* aff. *issabelleana* d'Orb.
- Amphestegina hauerina* d'Orb.
- Uvigerina semiornata* d'Orb.
- Textularia sagittula* DeFrance.

Alle Formen der obigen Probe, die nicht den Vermerk „häufig“ tragen, treten nur in sehr geringer Stückzahl auf.

Wir wollen hier noch einen größeren Aufschluß anführen, der ebenfalls an der „Hofer-Straße“ gelegen ist (ziemlich weit gegen den Berg hinauf,

ungefähr in der Mitte zwischen Talsohle und Burgenländisch-Niederösterreichischer Landesgrenze, unmittelbar nördlich des kleinen östlich der Straße auftretenden Kristallins). (Siehe Karte!) Wir haben hier wieder detritären Leithakalk mit Tegel- und Sandeinlagen aufgeschlossen. Hier fallen die Schichten schon flacher unter  $10^\circ$ , aber gegen  $\text{Ö } 30^\circ$  Nord.

Wenn wir nun dieses Bild, das uns durch die Beschreibung der Aufschlüsse geboten wurde, aufzulösen versuchen, so sei vor allem festgestellt, daß bis jetzt als die stärksten geneigten miozänen Sedimente des Wiener Beckens die Leithakalke von Wöllersdorf gelten, mit einem Neigungswinkel von  $30^\circ$  (24, p. 959); (64, p. 170). Hier bei Donnerskirchen fallen die Leithakalke durchschnittlich unter einem Winkel von  $40^\circ$  ein. Wir können aber auch örtlich, so an der Straße nach Hof, einen Neigungswinkel von über  $45^\circ$  messen. Wenn wir also von dem einen Aufschluß (der auf der topographischen Karte eingezeichnet ist) vorläufig absehen wollen, so zeigen die Leithakalke der anderen Aufschlüsse nirgends die innere Struktur einer Strandhalde. Nirgends können wir die für die Strandhalde so bezeichnende Deltaschichtung der Sedimente, mit ihrem An- und Abschwellen der Bänke, feststellen, sondern es tritt uns eine planparallel geschichtete Ablagerung vor Augen.

Weiters zeigen alle Sedimente des höheren Torton gerade hier bis hoch hinauf, bis an die Grenze des Kristallins, überall die gleiche detritogene Beschaffenheit des Leithakalkes mit den tegeligen Zwischenlagen, und nirgends sprechen Anzeichen für einen primär gewachsenen Leithakalkfelsen.

Aus all diesem, vermehrt um die Tatsache, daß eine derart feingeschichtete, von weithin aushaltenden Tegel- und Mergelbändern durchzogene Schichtreihe nicht in so steiler Neigung hätte entstehen können, kann wohl so viel gesagt werden, daß die Leithakalke als Ganzes keinesfalls einer Strandhalde ihre Steilheit verdanken.

Es bleiben hiemit nur noch zwei Möglichkeiten über: Entweder handelt es sich hier in der Umgebung von Donnerskirchen um eine Leithakalktafel, die als Ganzes rein mechanisch von ihrer Unterlage abgerutscht ist, oder wir haben hier ausgesprochen tektonische Vorgänge vor uns.

Diese beiden Fragen zu entscheiden, halte ich allerdings für zu verfrüht, bevor nicht die ganze Nordbegrenzung des Neusiedlersees einer genauen Untersuchung unterzogen wurde.

Aus direkten Beobachtungen im Felde kann aber gesagt werden, daß wir vom Südwestabfall des Leithagebirges, also von Hornstein, bzw. Müllendorf, den ganzen Süd-, bzw. Südostrand des Leithagebirges verfolgend, bis gegen Schützen a. G. (Gschief) nirgends Anzeichen einer das höhere Torton, vor allem die Leithakalke umfassende Tektonik feststellen konnten.

Erst hier von Schützen a. G. kann man aus direkten Feldbeobachtungen besonders im Ruster Höhenzug, also an der Westbegrenzung des Neusiedlersees, aber auch an seiner Nordwestbegrenzung in der Gegend von Donnerskirchen zweifelsohne randliche Dislokationen feststellen, die wohl in ursächlichstem Zusammenhang mit der Frage der Entstehung des Neusiedlersees gebracht werden müssen. Diese Frage kann aber wohl erst dann ihre eindeutige Beantwortung finden, wenn die ganze Nordbegrenzung des Neusiedlersees einer genauen Kartierung unterzogen wurde.

### Das Sarmat.

Das Sarmat tritt im allgemeinen in drei faziell verschiedenen Ausbildungen auf, u. zw. in Form von detritärem Leithakalk, in Form von weißen und grauen Sandsteinen und in geringer Ausdehnung auch in Tegelfazies.

Es nimmt an flächenhafter Verbreitung gegenüber dem Torton und Pannon einen nur verhältnismäßig beschränkten Raum ein und ist, wenn wir vom Ruster Hügellzug vorläufig absehen wollen — wo das Sarmat nur an einigen wenigen Stellen auftritt —, eigentlich nur in zwei größeren Lappen, von denen der eine an der Westgrenze, westlich Müllendorf, und der andere nahe der Ostgrenze des Aufnahmegebietes liegt und seine größte Ausdehnung im Esterhazyschen Tiergarten hat, während es in dem breiten Raum zwischen Müllendorf und St. Georgen zu fehlen scheint.

Wenden wir uns nun zuerst der Besprechung der sarmatischen Schichten westlich Müllendorf zu, so haben wir schon oben p. 71 gehört, daß sie in dem südöstlichsten Steinbruch und den östlichen Teilen des gegen oben anschließenden Aufchlusses in dem Müllendorfer Steinbruchgebiet in detritärer Leithakalkfazies auftreten und kliffartig angelagert sind. Die, die Grenze der tortonen und sarmatischen Sedimente verdeckende Schutthalde gestattet hier nur schwer die Feststellung einer Diskordanz. Mehrere hier sowohl im Torton wie auch im Sarmat durchgeführte Messungen zeigten, daß in beiden Sedimenten ein Einfallen gegen SW festzustellen ist, daß aber im Durchschnitt der Einfallswinkel des Torton um  $15^\circ$  liegt, während der des Sarmats nie ganz  $10^\circ$  erreicht. Diese Feststellung gestattet doch einigermaßen, von einer diskordanten Auflagerung des Sarmats zu sprechen.

Wir haben weiters schon oben gehört, daß vier für das Sarmat charakteristische Formen auftreten, u. zw.:

- Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.
- Potamides (Bittium) disjunctus* Sow.
- Cerithium (Chondrocerithium) rubiginosum* Eichw.
- Cardium (Monodacna) obsoletum* Eichw.

An Formen aus dem Torton konnte ich zwei Steinkerne von *Turritella* sp. und einige wenige millimetergroße Seeigelfragmente finden, die entweder als tortone Reliktformen oder als eingeschwenmt gelten können.

Aus einer Tegellage aus dem Aufschluß oberhalb dieses, der die schöne Strandhaldenstruktur zeigt und vermutlich — die petrographische Beschaffenheit des Sedimentes spricht dafür — auch in das Sarmat gestellt werden kann, wurde eine Probe geschlemmt, die folgende Foraminiferen führte:

- Elphidium crispum* d'Orb.
- Elphidium ungeri* Reuss.
- Elphidium obtusum* d'Orb.
- Elphidium rugosum* d'Orb.
- Elphidium* div. sp. indet.
- Cibicides lobulata* d'Orb.
- Rotalia beccarii* d'Orb.
- Discorbis planorbis* d'Orb.
- Amphistegina hauerina* d'Orb.

Alle diese Formen treten nur in geringer Stückzahl auf.

Sollten also auch diese detritären Kalke, wofür nur die petrographische Beschaffenheit des Sedimentes spricht — nur sehr selten und sehr schlecht erhalten tritt *Potamides* cf. aff. *mitralis* auf —, auch in das Sarmat gestellt werden können, so müßten diese Foraminiferen als eingeschwemmt gelten.

Es muß hier überhaupt hervorgehoben werden, daß zwischen Torton und Sarmat hier am Rande des Leithagebirges keine größere Diskordanz festgestellt werden konnte. Schon Roth v. Telegd (46, p. 33) hat festgestellt: „Wo die sarmatischen Schichten mit den mediterranen in Berührung treten, finden wir an mehreren Stellen die Fauna mit rein marinen Formen gemengt, und ebenso nehmen diese Schichten an ihrer oberen Grenze gegen die pontischen Schichten hin immer mehr Süßwassercharakter an, die Neogenschichten lassen also einen allmählichen Übergang auf diesem Gebiet beobachten.“

Es wird aber wohl angenommen werden müssen, daß ein Übergang eher vorgetäuscht als wirklich vorhanden; darauf weisen die Verhältnisse im allgemeinen und vor allem die Verhältnisse im S bei Walbersdorf hin, wo die direkte Auflagerung des Sarmat auf Badener Tegel uns zweifelsohne eine große Diskordanz vor Augen führt.

Ich möchte die Beobachtungen bei der Kartierung, besonders in bezug auf Torton- und Sarmatgrenze, noch folgend ausdrücken: Wir finden keine Sarmatablagerung, die, abgesehen von einigen wenigen lokal auftretenden Reliktformen, häufiger Tortonfossilien führt — sonst könnten wir sie eben nicht als Sarmat ansprechen —, wohl konnte ich aber bei der Feldarbeit des öfteren feststellen, daß dann, wenn einmal in einem tortonen Sediment eine sarmatische Form auftritt, daß nicht weit von dieser Stelle Sarmat in seiner typischen Entwicklung ansteht. Es ist also zweifelsohne auf Grund dieser Feststellungen anzunehmen, daß die sonst allgemein angenommene große Diskordanz zwischen Torton und Sarmat hier nicht zum Ausdruck kommt.

Eine solche Feststellung konnte auch R. Janoschek (31, S. 93) aus dem mittleren Burgenland machen. Auch M. Vendl (60) und A. Boda (9) geben aus sarmatischen Schichten tortone Reliktformen, aus dem Ödenburger Becken bekannt. Auch L. Lóczy (40, p. 292) schreibt: „Interessant ist es, daß der Leithakalk an einzelnen Punkten (Kolontar, Miske, Devescer) ohne scharfe Grenze in den sarmatischen Kalk übergeht, mit diesem gleichsam verschmolzen ist.“

Wenn wir uns nun von den Müllendorfer Aufschlüssen gegen die Talsohle zu begeben, so konnten wir im Hangenden der tortonen Kalke durch die Bohrung Müllendorf (oben p. 64 u. 65) schon feststellen, daß 4 m sandige Tegel aufgeschlossen wurden, in denen reichlich *Ervilia podolica* Eichw. auftreten. Diese sandigen Tegel nehmen die ganze Mulde zwischen dem Leithagebirge und dem kleinen Höhenzug, der sich südlich von Müllendorf in nordwestlicher Richtung erstreckt, auf dem die Kapelle vom „Weißen Kreuz“ steht. Wir haben hier auf den Feldern nirgends einen Aufschluß, aber man findet auf ihnen — allerdings recht selten — *Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw. Wenn man vom Südende Müllendorf den Fahrweg gegen die Kapelle „Weißen Kreuz“ geht, so findet man nahe der Grenze zwischen Tegel und Sandsteinen am Fahrweg zwischen kleinen Böschungen den Tegel aufgeschlossen, und hier kann man wieder reichlich die Abdrücke — manchmal auch mit der Schale erhalten — von *Ervilia podolica* Eichw. finden. Wenn man diesen Fahrweg gegen NW weiter verfolgt, so kommt man in weiße kalkige Sandsteine, die nach der Karte Roth v. Telegd in das Ponticum

gestellt wurden. Diese Sandsteine, die auch nordwestlich des Weißen Kreuzes in einigen aufgelassenen Aufschlüssen aufgeschlossen sind, wechsellagern dort mit stark glimmerhältigem, bräunlichrotem Sand, der vollkommen fossilieer erscheint. Auch die Sandsteine selbst sind sehr fossilarm, und ich konnte nichts anderes als einige wenige, schlecht erhaltene Steinkerne von *Modiola* cf. *Volhynica* Eichw. finden und möchte eher glauben, daß diese Sandsteine in das Sarmat zu stellen seien.

Damit hätten wir nun diesen Müllendorfer Sarmatlappen besprochen und wollen uns nun dem zweiten Vorkommen zuwenden, das nördlich von St. Georgen a. L. auftritt und von hier in einem schmalen Band — nördlich von Leithakalk, südlich von pannonen Tegeln und kalkigen Sandsteinen begleitet — gegen den Esterhazyischen Tiergarten zieht und sich dann dort sowohl gegen N, wo das Sarmat his 284 m Seehöhe auftritt, als auch gegen S allmählich verbreitert und im Tiergarten selbst in zwei größeren Steinbrüchen aufgeschlossen ist.

Wir haben es hier in der typischen Form, in grauweißer Sandsteinfazies entwickelt, es fehlt aber auch hier nicht die detritäre Leithakalkfazies, besonders nördlich des Tiergartens.

Wenn wir vom Nordostende des Ortes St. Georgen ausgehen, so sehen wir zuerst bei der Kapelle sandigen Löß, kommen dann in sandige Tegel und schließlich bei der zweiten Kapelle in grauweiße Sandsteine, die beide dem Pannon angehören; wir erreichen dann schon nahe der Waldgrenze endlich das Sarmat. Es sind dies hier schmutzigweiße, kalkige Sandsteine, die Abdrücke und Steinkerne von *Potamides* (*Pirinella*) *mitralis* Eichw., *Cerithium* (*Condrocerith.*) *ruginosum* Eichw., *Paphirus gregarius* Partsch führen. Darüber liegt diskordant sandiger Tegel und darüber wieder kalkige Sandsteine, ebenfalls leicht diskordant, die im südlichen Teil des Aufschlusses Kleinfältelung zeigen. Ich konnte in diesen Schichten sowie auch in den Tegeln keine Fossilien finden, möglicherweise gehören sie schon dem Pannon an.

Wenn wir nun diesen schmalen Sarmatstreifen gegen O weiter verfolgen, so haben wir erst wieder im NO vom Jägerhaus „St.-Georgner Tor“ nördlich des „Schauerkreuzes“ einen Aufschluß. Hier ebenfalls kalkige Sandsteine. Die Schichten fallen hier gegen S 20° W mit einem Einfallswinkel von 20°. Das Sediment ist hier sehr fossilreich, aber als vorherrschendes Fossil tritt nur *Potamides mitralis* Eichw. auf.

Weiter östlich schon an der Nordmauer des Tiergartens (etwas östlich davon schon im Bereiche des Tiergartens) haben wir wieder einen Aufschluß im Sarmat. Hier ist die Ausbildung sehr wechselnd, bald detritärer Leithakalk, dann einzelne Lamachellenbänke, die mit Kalzitkristallen überzogen sind, und stellenweise auch die Ausbildung von oolithischen Kalkstein. Diese Schichten fallen hier schwächer als vorher, mit 10° gegen S 15° W.

Folgende Fauna konnte gefunden werden:

*Potamides* (*Pirinella*) *mitralis* Eichw.

*Paphirus gregarius* Partsch.

*Ernalia Podolica* Eichw.

*Cardium* (*Monodacna*) *obsoletum* Eichw.

*Pecten* sp.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Wohl als tortone Reliktform aufzufassen!

Wir haben dann noch im Tiergarten nordwestlich des Jagdschlusses zwei größere Aufschlüsse im Sarmat, aus dessen Stein der überwiegende Anteil der Tiergartenmauer errichtet wurde. Beide Aufschlüsse sind in weißen Kalksandsteinen angelegt.

Besprechen wir nun zuerst den westlichen, größeren, der als „Neuer Steinbruch“ bezeichnet wird. Er ist gegen 5 m hoch aufgeschlossen und zeigt grauweiße Sandsteine. Die Schichten fallen hier gegenüber den Aufschlüssen, die früher besprochen wurden, nicht nach S, sondern gegen O (N 75° O) unter einem starken Einfallswinkel von 30°. Ebenso auch im zweiten Aufschluß im „Alten Steinbruch“ N 75° O unter 20°. Dieses entgegengesetzte Fallen deutet auf eine Verwerfung mit NW-SO-Richtung hin.

Fauna des „Neuen Steinbruches“:

- Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.
- Potamides (Bittium) disjunctus* Sow.
- Cerithium (Condrocerithium) rubiginosum* Eichw.
- Trochus pictus* Eichw.
- Nassa duplicata* Sow.
- Cardium (Monodacna) obsoletum* Eichw.

Fauna des „Alten Steinbruches“:

- Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.
- Potamides (Bittium) disjunctus* Sow.
- Cerithium (Condrocerithium) rubiginosum* Eichw.
- Trochus pictus* Eichw.
- Nassa duplicata* Sow.
- Ocenebra (Ocenebrina) sublavatus* Bast.
- Paphirus* cf. *gregarius* Partsch.
- Ervilia* sp.

Wir können dann weiter das Sarmat im Tiergarten in seiner Verhreibung leicht festhalten, da es hier überall gut fossilführend auftritt und hier verhältnismäßig leicht die Abgrenzung Torton-Sarmat durchzuführen ist. Nirgends finden wir aber mehr das Sarmat in einem Steinbruch aufgeschlossen.

Damit wäre nun auch dieser zweite Sarmatlappen besprochen und wir können uns nun zur weiteren Besprechung des Sarmats in den Ruster Hügeln begeben.

Wenn wir uns hier die geologische Aufnahme Roth v. Telegd vorlegen, so sehen wir Sarmat nur im südlichen Teil der Freistadt Rust eingezeichnet, das, wie ich schon oben hervorhob, in Kalkfazies ausgebildet ist und zumindest wahrscheinlich dem Sarmat angehören dürfte. Die zweite Stelle liegt südlich von St. Margarethen (östlich der Straße, die von St. Margarethen nach Ödenburg führt), wo mitten im Pannon einige Sarmatvorkommen eingezeichnet sind. Es handelt sich dort im allgemeinen um Quarzkonglomerate, in denen ich aber keine Fauna finden konnte, die aber ihrer petrographischen Beschaffenheit nach ganz gut in das Sarmat gestellt werden können.

Neu auffinden konnte ich noch zwei Sarmatvorkommen, u. zw. tritt das eine — schön fossilführend — nordwestlich der „Rosaliakapelle“, nördlich Oggau, auf. Es liegt hier unmittelbar auf dem Leithakalk. Es sind hellbraune Kalke, deren direkte Auflagerungsfläche aber nicht aufgeschlossen ist.

Folgende Fossilien konnten gefunden werden:

*Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.

*Cerithium (Condrocerithium) rubiginosum* Eichw.

*Cardium (Monodacna) obsoletum* Eichw. (sehr häufig).

*Modiola marginata* Eichw.

*Modiola* sp.

Das letzte und zugleich interessanteste Sarmat liegt an der Westseite des St. Margarethner Steinbruches. Es ist unter der Brücke, die über das Geleise der Steinbruchbahn angelegt ist, aufgeschlossen.

Es zeigt uns erstens eine tektonische Diskordanz und zweitens eine Erosionsdiskordanz. Die Verhältnisse sind nun folgende:

Wenn wir uns von der Mitte des St. Margarethner Steinbruches gegen W wenden und den Schienen der Steinbruchbahn folgen, so haben wir zuerst den tortonen Leithakalk aufgeschlossen. Ungefähr 20 Schritte bevor wir zur Brücke kommen — markiert durch das Auftreten einer Quelle — stoßen wir an einer scharfen Grenze auf einmal auf einen bald dunklen, bald hellbraunen Kalk mit einzelnen Sandlinsen, der an einer gegen W gerichteten Verwerfung abgesunken ist und der an seiner Grenze zum Torton stark von Klüften durchsetzt ist, die dann nach ungefähr weiteren 20 Schritten — also schon nach der Brücke — allmählich ausklingen und ein schwaches Einfallen der Schichten gegen W, bzw. SW zeigen.

Diese Schichten führen eine reiche Sarmatfauna, in der schon die *Melanopsis impressa* Krauß auftritt, die also schon aus diesem Grunde dem höchsten Sarmat zugerechnet werden müssen. Wir werden im folgenden aber auch noch einen anderen Beweis dafür angeben können.

Folgende Fossilien konnte ich finden:

*Cardium* cf. aff. *protractum* Eichw.

*Cardium (Monodacna) obsoletum* Eichw.

*Cardium obsoletum* var.<sup>1)</sup>

*Paphirus gregarius* Partsch.

*Maetra podobica* Eichw.

*Modiola Volhynica* Eichw.

*Modiola* cf. *marginata* Eichw.

*Potamides (Pirinella) mitralis* Eichw.

*Cerithium (Condrocerithium) rubiginosum* Eichw.

*Trochus pictus* Eichw.

*Melanopsis impressa* Krauß.

*Helix* sp.

Diese Sarmatkalke führen nun auch Schotter, die also auf eine Erosionslücke zwischen dem Torton und dem Sarmat hinweisen. Die vorherrschende Größe der Schotter ist Kindskopfgröße, vereinzelt treten aber auch sehr große Gerölle auf, von denen besonders eines eine Größe von über 2 m<sup>3</sup> (Leithakalk) erreicht. Folgende Schotter treten auf: Granite und Gneise mehr untergeordnet, dann Quarze und Quarzite, Leithakalke und als jüngste

<sup>1)</sup> Es treten auch einige Cardien auf, die nicht mehr ganz in die Variationsbreite des *Cardium obsoletum* Eichw. hineinpassen, es dürfte sich aber um keine neue Art, sondern um eine Varietät der genannten Art handeln.

Komponente Kalke und Mergel, die schon dem Sarmat angehören — wohl dem älteren Sarmat — und aus denen ich *Cardium obsoletum* Eichw. und *Modiola Volhynica* Eichw. bestimmen konnte.

Weiter gegen W werden dann die Kalke und Sandsteine durch hellweiße Sande überlagert, die schon dem Unterpannon zugerechnet werden müssen.

Hier konnten folgende Fossilien gefunden werden:

*Melanopsis impressa* Krauß (häufig).

*Melanopsis Martiniana* Fér. (nicht selten).

*Melanopsis Bouéi* Fér. (nicht selten).

*Melanopsis* cf. *pygmaea* Partsch (selten).

*Congeria ornithopsis* Brus. (sehr häufig).

*Potamides (Pirinella) mitralis* (nicht selten).

*Cerithium (Candrocerithium) rubiginosum* Eichw. (selten).

Wenn wir uns nun diese beiden Faunenlisten ansehen, so sehen wir in der ersten eine sehr reiche Sarmatfauna, in der allerdings schon *Melanopsis impressa* Krauß auftritt, und in der zweiten eine reiche Pannonfauna, in der sich noch *Potamides mitralis* Eichw. und *Cerithium rubiginosum* Eichw. vorfinden. Dies sind aber Übergänge der Fauna, wie sie zwischen Sarmat und Pannon allenthalben auftreten, und berechtigt meiner Meinung nach nicht, von „Übergangschichten“ kat'exochen zu sprechen.

Was wir nun aus diesem Aufschluß ersehen konnten, war erstens das Auftreten einer tektonischen Diskordanz, die das Sarmat an einer ebenfalls gegen W einfallenden Verwerfung abgleiten ließ, und zweitens weisen die Schotter im Sarmat auf eine Erosionswirkung hin, wie sie ähnlich Th. Fuchs (20) auch von Kaisersteinbruch aus dem nahen Leithagebirge beschrieben hat.

A. Winkler (63, p. 21), der scheinbar der Entdecker dieses Sarmatvorkommens war, schreibt in dem Exkursionsführer folgendes: „An die Westflanke des Leithakalkgewölbes legen sich diskordant sarmatische Geröllschichten und auflagernde, z. T. oolithische Lumachellen auf, die Cardien, Cerithien, *Modiola* usw. führen. Als Gerölleinschlüsse sind Quarze, kristallines Material, aufgearbeitete Leithakalke und Mergel, vielleicht bereits altsarmatischen Alters, anzutreffen.“ In einer späteren Arbeit kommt Winkler (64, p. 73) in einer Fußnote wieder darauf zurück und schreibt, daß er die „Erosionsflücke zwischen Torton und Sarmat auch bei St. Margarethen beobachtete“.

M. Vendl (60, p. 78), der auch in der Umgebung von Sopron Erosionsdiskordanz zwischen Torton und Sarmat feststellte, kommt hier auf Winklers Feststellungen zurück und schreibt: „Hier kann ich hervorheben, daß zwischen Tortonien und Sarmatien — von hier etwas nördlich (aus der Umgebung von St. Margarethen) — auch Winkler eine Diskordanz gefunden hat. Auf Grund dieser diesbezüglich kurzen Mitteilung kann ich aber nicht entscheiden, ob die von ihm festgestellte Diskordanz ... zwischen dem Tortonien und Altsarmatien, oder mit jener Diskordanz, welche man zwischen den jüngstsarmatisch-unterpannonen Schichten und dem älteren Sarmatien (vorpontische Erosion) feststellen kann, identisch ist. Nördlich von Fertőrákos (Kroißbach) — also in der Richtung nach Rust — ist nämlich diese Diskordanz die auffallendere.“

A. Winkler hat nun wohl in seinen zwei kurzen Mitteilungen nichts Genaueres über die Diskordanzen geschrieben, aber Vendl dürfte Winklers Bemerkung in (63, p. 72) übersehen haben — Vendl führt auch nur die Mitteilung Winklers in (64) an —, wo er schreibt: „... und Mergel, vielleicht schon altsarmatischen Alters“. Winkler hat damit wohl schon angedeutet, daß es eine höhere Diskordanz sein muß.

Da ich nun in der Tat durch Fossilfunde erweisen konnte, daß in dem „St.-Margarethner Sarmat“, das schon durch die Führung der *Melanopsis impressa* Krauß als höheres Sarmat anzusprechen ist, neben kristallinen Komponenten und Leithakalken, auch Gerölle von sarmatischen Kalken und Mergeln auftreten, die also zwingend in das ältere Sarmat zu stellen sind, ist damit eindeutig erwiesen, daß hier die Erosionsepoche in die Zeit zwischen dem älteren Sarmat und der unterpannonen Stufe (Zone der *Congeria ornithopsis*) fällt, und ein schönes Beispiel der vorpontischen Erosion zeigt, die, wie R. Hoernes (25, p. 814) schreibt: „gegen Ende der sarmatischen Stufe durch den Rückzug der sarmatischen Gewässer eingeleitet wurde und daß mit großer Wahrscheinlichkeit die Zeit der teilweisen Zerstörung der sarmatischen Ablagerungen des Wiener Beckens mit der „mäotischen Stufe“ Andrussows zusammenfällt.“

Auch E. Suess (56, p. 422) schreibt in dem Abschnitte über die vorpontische Erosion von den pontischen Schichten: „In gewissen Gegenden, z. B. westlich des Neusiedlersees, ruhen sie in Tälern, welche in die II. Mediterran- und in die sarmatische Stufe eingegraben sind. Es muß daher ihrer Ablagerung eine vollständige Trockenlegung des Landes und die Erosion dieser Täler durch strömendes Wasser vorangegangen sein.“

Wenn wir auch auf österreichischem Gebiet kein Beispiel haben, auf welches jene Feststellung Bezug nimmt — der Teichmühlbach bei Kroißbach schon im derzeitigen Ungarn gelegen, ist eines jener Täler, in welchen E. Suess die pontischen Schichten in erodierten sarmatischen Schichten eingelagert getroffen hat, was auch H. Hassinger (22, p. 188) anführte —, so können wir doch die Spuren der vorpontischen Erosion auch auf österreichischem Gebiet verfolgen.

Jetzt können wir auch den Weg umgekehrt gehen, als wir ihn bei der Besprechung der „Rusterschotter“ oben p. 54 wählen mußten. Wir mußten dort, um das „plötzliche“ Auftreten von Leithakalkgeröllen an den Gehängen des Ruster Hügelzuges zu verstehen, in den St.-Margarethner Steinbruch gehen. Jetzt, nachdem wir wissen, daß die Gerölle von Leithakalk, die allenthalben an den Gehängen des Ruster Höhenzuges in Gesellschaft mit kristallinen Schottern auftreten, der vorpontischen Erosion ihre Entstehung verdanken, können wir von hier aus die Spuren der vorpontischen Erosion weiter verfolgen.

Ich habe ebenso schon oben p. 54, 55 angedeutet, daß südlich von St. Margarethen eine größere Partie von kristallinen Schottern in Gesellschaft mit Leithakalkgeröllen auftreten. (Sie werden auch auf der Karte in ihrer Ausdehnung festgehalten.) Hier konnte ich zwei Gerölle finden, die ganz dem Habitus der altsarmatischen Schotter vom Margarethner Aufschluß entsprechen.

Weitere Leithakalkgerölle konnte ich noch in Gesellschaft der Rusterschotter — allerdings nicht mehr so stark hervortretend wie südlich von

St. Margarethen — auch am Ostabhang des Ruster Hügelluges feststellen, u. zw. südwärts der Freistadt Rust zwischen „Hotter- und Grundgraben“.

Wir sehen also daraus, daß Roth v. Telegd (45, p. 13) richtig festgestellt hat: „... der an den Gehängen des Ruster Hügelluges auftretende Schotter ist schon als sarmatisch zu betrachten.“

Und ich möchte hier wiederholend von p. 54 sagen: „Dort also, wo man auf Grund von schlechten Aufschlüssen nicht herausbringen kann, ob die Sande ober oder unter dem Leithakalk liegen, kommen die Tortongerölle als ein wichtiger Beweis dafür in Betracht“ und wir wissen also jetzt aus dem Vorkommen von St. Margarethen, daß uns diese Schotter die Erosionsepoche zwischen Altsarmat und Unterpannon anzeigen.

### Das Pannon.

Die pannonen Sedimente bauen vorherrschend die Niederungen auf, reichen aber auch stellenweise höher in das Gebirge hinauf, so besonders nördlich von St. Georgen, wo sie bis 300 m Seehöhe anstehen. Sie lagern nordöstlich von Donnerskirchen direkt auf Grundgebirge, im Ruster Hügellug grenzen sie vielfach an die Rusterschotter, zwischen St. Georgen und Müllendorf lagern sie auf dem Leithakalk und in der Gegend von Müllendorf und im Esterhazyschen Tiergarten liegen sie auf Sarmat. Damit ist bewiesen, daß das Pannon transgressiv über ältere Bildungen übergreift.

Die pannonen Sedimente setzen sich im überwiegenden Ausmaße aus sandigen Tegeln, bzw. tegeligen Sanden zusammen. Untergeordnet treten auch Sandsteine, Kalke und Konglomerate auf, so bei Kleinhöflein, St. Georgen und in einigen kleineren Partien auch im fürstlichen Tiergarten bei Schützen.

Am Foelik, südwestlich von Großhöflein, haben wir die Aufschüttung eines Flusses vor uns. Diese noch später zu besprechende Ablagerung zeigt in zahllosen Exemplaren abgerollte Formen von *Melanopsis Martiniana* Fér. und in geringerer Menge scheinbar als einzige Congerie *Congeria Partschii* Cz.

Die Tegeln und Sande sind fast nirgends aufgeschlossen und enthalten nur selten eine schöne Fauna. Der einzige größere Aufschluß liegt — eine aufgelassene Ziegelgrube — an der Trauersdorferstraße südlich Eisenstadt. Ich konnte hier aber keine Fossilien finden. Roth v. Telegd (46, Taf.10) gibt ein Profil dieses Aufschlusses, gibt aber auch nur an, daß er hier *Congeria* sp. und Foraminiferen eingeschwemmt gefunden hat. Nur die kalkigen Sandsteine und Konglomerate führen eine reichere Fauna, wodurch es möglich ist, sie von den älteren Bildungen zu trennen. Die Fauna ist aber als ausgesprochen artenarm zu bezeichnen, und Roth v. Telegd (45, p. 23) schreibt auch, daß „in dieser Gegend die Fauna auf einige Formen beschränkt ist, die dann allerdings in zahllosen<sup>1)</sup> Exemplaren vorkommen“. Fast zur Gänze fehlen die Cardien. Im Leithagebirge konnte ich aus den Tegeln und Sanden überhaupt nur hin und wieder einige nicht näher bestimmbare Bruchstücke von Melanopsiden und Congerien finden. Im Ruster Höhenzug konnte ich auch nur an zwei Stellen in den tegeligen Sanden eine Fauna finden, u. zw. westlich des Sarmats im Steinbruch St. Margarethen, die ich schon oben

<sup>1)</sup> Hier hat er wohl vor allem das Vorkommen vom Foelik im Auge, das in besonderem Maße dafür in Betracht kommt.

p. 90 anführte, und eine zweite, ebenfalls an der Westseite, an dem Weg, der die österreichisch-ungarische Landesgrenze bildet und östlich der „Ödenburgerstraße“ gegen den Hügelzug führt.

Folgende Fauna kann hier angegeben werden:

*Congeria ornithopsis* Brus.

Unbestimmbares Congerienfragment.

*Melanopsis Martiniana* Fér.

*Melanopsis Bouéi* Fér.

*Melanopsis* cf. *pygmaea* Partsch.

*Buccinum duplicatum* Sow.

Wenden wir uns nun der Besprechung der Sandsteine, Kalke und Konglomerate zu, so finden wir braune Kalke an einigen Stellen im Esterhazy'schen Tiergarten, u. zw. südlich des Sarmataufschlusses beim zweiten Jägerhaus — an der Nordmauer. Sie führen folgende Steinkerne und Abdrücke:

*Congeria ornithopsis* Partsch.

*Congeria Partschii* Czjz.

*Melanopsis Martiniana* Fér.

*Melanopsis* cf. aff. *impressa* Krauß.

*Potamides* cf. *mitralis* Eichw.

*Cardium obsoletum* Eichw.

*Cardium* sp.

Dies ist im Tiergarten das einzige Vorkommen von festem Material, während die übrigen Sedimente des Pannon in brauner, tegeliger Sandfazies ausgebildet sind.

Nördlich von St. Georgen treten dann in den tieferen Teilen weiße und gelbe, sehr lockere Sandsteine auf, die hin und wieder durch die Aufnahme von kleinen Quarzkörnchen oolithische Struktur annehmen und in denen ich *Melanopsis Martiniana* Fér. finden konnte. Die pannonen Sedimente reichen hier, wie schon oben angeführt, bis nahe an 300 m Seehöhe hinauf und sind hier in weißer, kalkiger Sandsteinfazies entwickelt; sie wären hier ohne Fauna, rein petrographisch, von den sarmatischen und selbst tortonen Sedimenten nicht zu trennen. An dem Weg, der vom NO-Ende St. Georgens gegen SW führt, treten Konglomerate auf, die im Hohlweg bei Kote 192 aufgeschlossen sind. Sie führen hier sehr zahlreich, allerdings schlecht erhalten, Abdrücke und Steinkerne von *Melanopsis* cf. *Martiniana* Fér. Von hier kann man die Sandsteine noch ein Stück gegen Eisenstadt gegen W verfolgen. In der Umgehung von Eisenstadt treten dann wieder die Tegel und Sande auf, und hier haben Sondierungsbohrungen — beim Bau des Landhauses — gezeigt, daß die mehr sandigen Partien höher und die mehr tegeligen tiefer zu liegen kommen.

Gegen Großhöflein zu, im Westteil Eisenstadts „am Berg“ treten wieder Konglomerate auf und über diesen liegen dann weiße Sandsteine und Tegel. Die Kirche von Großhöflein steht auf weißen Sandsteinen, in denen zahllose konkretionäre<sup>1)</sup> Bildungen auftreten. Am Südwestabfall dieses Hügels, auf dem die Kirche steht, konnte ich im Garten eines Hauses — neben der Volks-

<sup>1)</sup> Dieser Hügel, auf dem die Kirche steht, wird von der Bevölkerung wegen der oft menschliche Figuren vortäuschenden Konkretionen „Kinderberg“ genannt.

schule — folgenden Aufschluß sehen: zutiefst liegen Konglomerate mit haselnußgroßen Quarzen, in denen häufig Abdrücke von *Melanopsis Martiniana* Fér. und Steinkerne von *Unio* sp. vorkommen. Darüber liegen einen  $\frac{1}{2}$  m mächtige, grauweiße Sandsteine, die anscheinend fossilifer sind. Darüber folgen 1 m mächtig stark glimmerhältige, gelbe Sande, die voll von Konkretionen sind, und darüber liegen 50 cm brauner Sand — frei von Konkretionen —, in dem aber einige hellweiße Sandlagen auffallend hervortreten. Den Abschluß dieses Profils bilden dann wieder grauweiße Sandsteine, die dann auch den ganzen Hügel aufbauen. Südöstlich der Kirche tritt dann noch eine Partie Tegel auf, in dem ich keine Fossilien finden konnte.

Damit wären nun im engeren Bereiche des Leitbagesbirges auch die Konglomerate und Sandsteine besprochen, und wir können uns nun der Besprechung des im SW von Großhöflein gelegenen „Foelik-Berges“ zuwenden.

Der Foelik tritt morphologisch mitten aus der Ebene stark hervor, die er um rund 80 m überragt. Seine größte Höhe erreicht er beim „Lustschloß“ mit 284 m Seehöhe.

Bevor ich hier auf die Schilderung der Verhältnisse eingehe, sei hier noch vorher auf die Literatur zurückgegriffen: Roth v. Telegd (47, p. 20) schreibt hier folgendes: „Bei Draßburg überlagern die pontischen Schichten als Konglomeratbänke mit Sand und Schotter wechsellagernd die sarmatischen Schichten“; er schreibt dann weiter, daß er die gleichen Verhältnisse bei Klingenbach vorgefunden hat, und kommt dann in der weiteren Besprechung zur Ansicht, daß der „Foelik-Berg“ als Gegenflügel von Klingenbach und Draßburg anzusehen sei, und schreibt weiter wörtlich: „Auch hier bestehen die Schichten aus kalkigem Sand, Schotter und dicken Konglomeratbänken überwiegend mit *Melanopsis Martiniana*, ganz untergeordnet findet man auch hier sarmatische Formen und Nulliporen eingemengt.“

R. Hoernes (26, p. 100) nimmt diese Mitteilung auf und schreibt in bezug auf die sarmatischen Formen: „wir haben es gewiß mit späterer Umlagerung zu tun“. In seiner späteren großen Arbeit (27, p. 85 und 86) kommt er wieder darauf zurück und sagt, daß er seine Vermutung, daß die sarmatischen Formen eingeschwemmt seien, nicht aufrechterhält, sondern er glaubt, daß es sich hier am Foelik um ähnliche Zwischenbildungen handelt, die der „mäotischen Stufe angehören dürften“. Er schreibt dann wörtlich weiter: „Auffallend bleibt allerdings, daß neben den sarmatischen Conchylien von Roth immer *Melanopsis Martiniana* und nicht *Melanopsis impressa* genannt wird. Da beide Formen nahe verwandt sind, kann allerdings leicht eine Verwechslung vorkommen, sollte es sich aber um Schichten mit der echten *Melanopsis Martiniana* handeln, dann würde allerdings die Vermutung, daß die sarmatischen mitvorkommenden Conchylien auf secundärer Lagerstätte ruhen, an Wahrscheinlichkeit gewinnen.“

Es wäre hier zu weit gegangen, die Ansicht Roth v. Telegds — daß der Foelik der Gegenflügel der geologischen Verhältnisse von Draßburg sei — einer kritischen Beurteilung zu unterziehen, da ja die Gegend von Draßburg schon außerhalb des untersuchten Gebietes fällt, aber soweit ich mich durch Exkursionen in dieses Gebiet überzeugen konnte, scheinen doch die Verhältnisse am Foelik andere zu sein.

Wir können hier am Foelik durch Aufschlüsse in den verschiedensten Höhnenniveaus folgendes feststellen:

Wir haben hier einen steten Wechsel zwischen Sand und Sandsteinen, Schotter- und Konglomeratbänken, weiters ein ständiges An- und Abschwellen der einzelnen Schotter- und Sandbänke, und schließlich können wir nicht selten innerhalb der einzelnen Sedimente eine planparalleldiskordante Struktur beobachten, all dies zweifelsohne Anzeichen dafür, daß der Foelik eine Deltaablagerung eines pannonen Flusses darstellt.

Die Sedimente fallen bald steiler, bald flacher, aber alle gegen O, so daß das Einzugsgebiet dieses Flusses im W, höchstens SW gelegen sein muß.

Die Schotter, deren Gerölle vorherrschend taubeneigröß sind, nicht selten aber auch Faustgröße erreichen, sind durchwegs gut gerundet, aber nicht kugel- oder walzenförmig, sondern sind stets flach und entsprechend ganz den Geschieben eines Flusses. Sie bestehen nur aus kristallinen Komponenten, wobei die Mehrheit der Schotter aus reinen, weißen Quarzen besteht, und untergeordnet treten auch Quarzite und allerdings selten auch Glimmerschiefer und Gneise auf.

Was endlich die Fauna anbelangt, so scheint Roth v. Telegd (46, p. 23) mit seiner Feststellung, daß sich das Pannon in diesem Gebiet durch Artenarmut auszeichnet, besonders hier an den Foelik gedacht zu haben. Es treten hier am Foelik eigentlich nur zwei Formen auf, u. zw.: zu tausenden *Melanopsis Martiniana* Fér. und mehr untergeordnet, aber nicht gerade selten *Congeria Partschii* Cz. Alle Formen sind stark abgerollt.

Wie wir also ersehen, haben wir hier tatsächlich die *Melanopsis Martiniana* Fér. und nicht die *Melanopsis impressa*. Was nun die Angabe über das Vorkommen von sarmatischen Conchylien anbelangt, so sei auch darauf hingewiesen, daß Roth v. Telegd (47, p. 20) schon sagte: „Ganz untergeordnet findet man hier auch sarmatische Formen.“ Es kommen nun auch kleine, ebenfalls stark abgerollte Gastropoden vor, die meist unbestimmbar sind, die aber zweifelsohne auch zu den *Melanopsiden* gehören und vielleicht Jugendformen der *Melanopsis Martiniana* sind. Es wird auch vor allem nicht angegeben, welche sarmatischen Formen es sind, und ich konnte keine Form finden, die sicher ins Sarmat gestellt werden konnte. Aber wenn selbst ganz untergeordnet solche vorkommen sollten, so erscheint es angeschlossen, daß sie der Mischfauna, wie sie R. Hoernes von Draßburg als Mäot beschrieben hat, entsprechen, sondern sie können hier nur, wie R. Hoernes (26, p. 100) zuerst angenommen hat, eingeschwemmt sein.

Gegen „Mäot“ spricht aber auch die Lagerung. Denn die Tegel, die in der Ebene auftreten, scheinen darunter zu liegen und eine vielleicht auch etwas ältere Bildung zu sein. Der Foelik selbst zeigt hier auch durch seine Fauna, durch das massenhafte Auftreten der *Melanopsis Martiniana* und der *Congeria Partschii* einerseits und durch das Fehlen der *Congeria ornithopsis* und *Melanopsis impressa* andererseits, daß der zu einer böberen Zone des unteren Pannons gerechnet werden muß. Ich möchte auch annehmen, daß die Schotter am Foelik nichts anderes sind als umgelagerte Brennbergshotter.

Winkler (64, p. 174) schreibt unter Fußnote: „Ein pontisches Pittendelta liegt in der Wiener Neustadt-Ödenburger Pforte am Foelik vor.“

Wenn wir nun der Auffassung H. Hassinger (23, p. 174) folgen, daß die „pontische Pitten“ jünger sei als die pontische Seebedeckung und daß dieser Fluß seinen Lauf in einer Phase des oberen Pliozän durch die Neustadt-Ödenburger Pforte über die heutige Zillingdorfer Platte nahm, so ist die

Auffassung Winklers unhaltbar, nachdem der Foelik die Aufschüttung eines unterpannonen Flusses ist und daher die Ablagerung vor der mittelpannonen Seebedeckung vor sich ging, da mittelpannonene Sedimente — Auftreten der *Congeria subglobosa* — nicht weit von hier im SO, bei der Kirche in Siegendorf anstehen.

Wenn wir nun die Ergebnisse über die pannonen Sedimente zusammenfassen, so können wir sagen, daß sie in ihrer Gesamtheit dem unteren Pannon zugerechnet werden müssen, und wenn wir der Einteilung Friedl (18) folgen, so können wir sagen, daß an den Randpartien die Tegeln und Sande der Zone der *Congeria ornithopsis* zugerechnet werden können, daß der Foelik die Ablagerung eines unterpannonen Flußdeltas darstellt, das der Zone der *Congeria Partschii* zugerechnet werden kann. Erst in der Mitte des Eisenstädter Beckens tritt das Mittelpannon auf (vielleicht schon in der Gegend von Trauersdorf, wo allerdings keine Fauna gefunden werden konnte), aber dafür bei der Kirche in Siegendorf, wo durch Funde von *Congeria subglobosa*, Mittelpannon, Zone der *Congeria subglobosa* erwiesen werden konnte.

### Jungpliozäne und quartäre Terrassenschotter.

Die jungpliozänen und quartären Terrassenschotter nehmen einen verhältnismäßig kleinen Raum ein und reichen nirgends hoch hinauf. Die Schotter, die hauptsächlich aus Quarz-, aber auch aus weißen und grünlichen Quarzitzeröllen bestehen, sind vorwiegend gelbbraun und rot, was eines der charakteristischen Merkmale der Terrassenschotter ist.

Sie sind meist faust- bis kindskopfgroß. Wesentlich über diese Größe hinausgehende Schotter konnte ich nirgends finden.

Die Terrassenschotter erreichen nirgends eine größere Mächtigkeit und liegen im allgemeinen nur auf den pannonen Sedimenten, wo sie in den tieferen Teilen auf den Terrassen 140 und 120 m zwar spärlich, aber doch fast durchwegs anzutreffen sind.

Sie reichen auch nirgends über die Terrassenfläche 220, bzw. 230 hinauf und treten eigentlich nur, wohl diskordant, auf den Mitterriegelschottern — von denen sie nur schwer zu trennen sind — auf Sarmat und Pannon im fürstlichen Tiergarten nächst Sebützen auf; sie können von hier bis östlich von St. Georgen verfolgt werden, wo sie aber nirgends über 200 m hinaufreichen.

Im Tiergarten liegen die Terrassenschotter auf der breiten Terrasse von 180 bis 190 m, worauf auch schon Hassinger hinwies (23, p. 175). Hier liegen sie auch noch flächenhaft auf der nächst höheren Terrasse von 210 bis 220 m und im östlichen Teil des Tiergartens auch noch auf der Terrassenfläche 220 bis 230 m. Hier sind die Flächen allerdings schon sehr verwaschen, weil sie hier, wie schon oben p. 62 erwähnt, in unmittelbare Berührung und Auflagerung mit den Mitterriegelschottern kommen. Es kann hier die Grenze, in dem gerade hier so aufschlußlosem Gebiet nur schwer gezogen werden, da vielfach schwer zu entscheiden ist, ob diese Schotter zu den Terrassenschottern gehören oder ob es nur ausgewaschene Gerölle aus den liegenden Schichten sind. Hier im Tiergarten auf Terrassenfläche 180 bis 190 m scheinen sie auch mit nicht ganz 1 m ihre größte Mächtigkeit zu erreichen.

Wir finden dann noch diese rotbraunen Schotter südlich von St. Margarethen auf dem kleinen NW—SO verlaufenden Höhenzug — Nadjezera Wald — in 210 m Seehöhe.

### Lehm und Löß mit Schotter und Sand.

Die diluvialen Ablagerungen nehmen in dem untersuchten Gebiet einen nur verhältnismäßig kleinen Raum ein und sind im wesentlichen nur auf den Lauf der Gräben beschränkt.

Typischen Löß können wir eigentlich nur an drei Stellen finden, wo er allerdings ziemlich hoch hinaufreicht, so nordnordöstlich von Müllendorf (in 240 m Seehöhe), nordöstlich von St. Georgen, wo er allerdings Schotter und lehmige Einlagerungen zeigt, und schließlich nördlich von Donnerskirchen, wo er in 200 m Seehöhe auftritt.

Alle anderen hierher gehörenden Ablagerungen setzen sich aus Lehm, der häufig Sand- und Schotterlagen von Leithakalk und kantige kristalline Komponenten führt, zusammen.

Solche Bildungen sehen wir in der Umgehung von Müllendorf und mächtig entwickelt in den unteren Teilen des Schindlergrabens, nordöstlich von Eisenstadt.

Ich glaube hier vollkommen den Ausführungen Roth v. Telegd (45, p. 28) folgen zu dürfen, der die Lößbildungen im Leithagebirge nur als zurückgebliebene Lappen bezeichnet, die vor allem längs der Gräben als ein aus dem feingeschlammten Verwitterungsprodukt des nahen Grundgebirges und der Kalke herstammende örtliche Bildung ansieht.

In schmalem Streifen treten noch am Westrand des Ruster Hügelzuges schotterig-lehmige Sande und Tone auf.

### Das Alluvium.

Die alluvialen Bildungen nehmen in der Ebene einen ziemlich großen Raum ein und folgen in breitem Saum dem Vulkabach und dem nördlich dieses gelegenen „Grosse-, bzw. Eisbach“, der sich bei Schützen a. G. mit der Vulka vereinigt, die dann im ONO von Schützen in den Neusiedlersee einmündet.

Diese alluvialen Bachablagerungen sind lehmige, sandig schotterige Sedimente.

Nahe der Ostmaner des Esterbazyschen Tiergartens bis nahe an den „Alten Saugarten“ reichend, finden wir schwarze, moorige Erde. Dieser Alluvialstreifen zeigt auch einen stark sumpfigen Boden.

Wir können dann noch weiter östlich von hier, schon außerhalb des Tiergartens gelegen, im Verlauf des Wolfbrunnbaches alluviale Sedimente sehen.

### Bemerkung zu Tektonik und Morphologie.

Es sei bezüglich der Tektonik darauf verwiesen, daß eine regionale Erfassung der einzelnen Probleme aus dem verhältnismäßig engen Gebiete nicht gegeben werden kann und erst dann eine Lösung gefunden werden kann, wenn einerseits das ganze Leithagebirge einer genauen Untersuchung unterzogen wurde und andererseits das Mattersburger Becken als Verbindungsglied zwischen Eisenstädter Becken einerseits und der Landseer Bucht andererseits einer Bearbeitung unterzogen wurde.

Die tektonischen Ergebnisse im Rahmen des untersuchten Gebietes wurden schon in enger Beziehung mit der Stratigraphie gegeben, sollen aber in der folgenden Zusammenfassung noch gesondert hervorgehoben werden.

Zur Morphologie dieses Gebietes sollen vorläufig keine Beiträge geliefert werden, nachdem vor allem die höher gelegenen, in das kristalline Grundgebirge eingeschnittenen Flächen nicht mehr berücksichtigt werden konnten. Es sei aber auf die morphologische Arbeit aus dem Leithagebirge von G. Roth-Fuchs (43) verwiesen, die gegenüber vielen anderen morphologischen Arbeiten den Vorzug hatte, auf einer relativ guten geologischen Kartenunterlage (48, 49) aufgebaut zu sein.

### Zusammenfassung.

Das Eisenstädter Becken mit seinem Nordrand, dem Leithagebirge, und seinem Ostrand, dem Ruster Hügelzug, wird aus einem tiefer-tortonen Schotter- und Sandkomplex und einem höher-tortonen bis quartären Komplex aufgebaut.

Als tiefstes Schichtglied treten Konglomerate und kleine Quarzschotter auf, die beide zu ein und demselben Schichtkomplex gehören.

Darüber liegen die Rusterschotter mit ihren Sanden, die neben Semmering-quarziten nur kristalline Komponenten führen.

Die Rusterschotter konnten in ihrer Gesamtheit in das Liegende des Leithakalkes gestellt werden; sie werden als solche als ein Äquivalent der Auwaldschotter angesehen, von denen sie sich durch das Fehlen der kalkalpinen Komponenten unterscheiden. Sie werden als eine marine Bildung aufgefaßt, wobei aber — mehr untergeordnet — auch fluviatile Elemente am Aufbau beteiligt waren.

Als zweiten Schotter- und Sandkomplex, ebenfalls im Liegenden der Leithakalke, haben wir die Mitterrieglschotter, die gegenüber den Rusterschottern einen völlig verarmten Schotterkomplex darstellen, wohl auch nur aus kristallinem Material und klastischen Quarziten zusammengesetzt. Ihre Entstehung ist derzeit noch unsicher. Gesichert erscheint, daß die Mitterrieglschotter als ein Sediment aufgefaßt werden können, das keinen weiten Transport mitgemacht hat.

Über diesen Komplexen liegen nun zumindest z. T. diskordant die höher-tortonen Sande und Leithakalke.

Die Sande, die gegenüber den Leithakalken an Verbreitung stark zurücktreten, liegen teilweise unter diesen, teilweise auch über diesen und greifen in einer mächtigeren Ablagerung auch innerhalb des Leithakalkes ein. Dies letztere bezieht sich auf die „Terehratelsande“ bei Eisenstadt, die als ein Sediment aufgefaßt wurden, das im mittleren Neritikum abgelagert wurde und ein Sediment darstellen, das von Leithakalk unter- und überlagert wird.

Die Leithakalke selbst sind zum größten Teil — besonders in den höheren Partien — detritär ausgebildet und sind in situ oft schwer von den sarmatischen und selbst pannonen Sedimenten zu trennen.

An zwei Stellen, so im Leithagebirge bei Müllendorf, im südöstlichsten Steinbruch und im Ruster Hügelzug bei Oslip, am Silberberg, konnten zwei Vorkommen von Korallenkalken festgestellt werden, wobei letzteres auch ein Massenvorkommen von *Perna Soldanii* Desh. zeigt.

Über diesen Sedimenten folgt, nur z. T. durch eine Diskordanz getrennt, im allgemeinen durch allmähliche Übergänge das Sarmat, das in Kalk- und Sandsteinfazies, untergeordnet auch in Tegelfazies, ausgebildet ist.

Im Ruster Hügellzug konnte eine Erosionsdiskordanz zwischen älterem Sarmat und Unterpannon festgestellt sowie auch weiters an mehreren Stellen die „Vorpontische Erosion“ nachgewiesen werden.

Die älteren Sedimente werden dann transgressiv von den pannonen Sedimenten überlagert, die in ihrer Hauptmasse aus tegeligen Sanden bestehen. Am Foelik-Berg nächst Großhöflein können wir eine unterpannone Flußablagerung sehen, deren Schotter nur aus kristallinen Komponenten bestehen und wahrscheinlich umgelagerte Brennbergschotter sind.

Darüber liegen auf Ebenheiten die Terrassenschotter, die nirgends über 220 m hinaufreichen.

Typischer Löß tritt nur an drei Stellen auf, so bei Müllendorf, St. Georgen und Donnerskirchen.

Diese Schichtserien zeigen folgende Tektonik:

Die tiefer-tonen Sedimente, also die Ruster- und Mitterriegelschotter, zeigen nur wenige Anzeichen von Störungen, obwohl gerade hier solche anzunehmen wären; daß man diese Störungen aber nicht feststellen kann, ist wohl darauf zurückzuführen, daß diese Sedimente nirgends in größerem Ausmaße technisch Verwendung finden und in ihrem Hauptverbreitungsgebiet im Ruster Hügellzug fast überhaupt nicht aufgeschlossen sind.

In den Leithakalken selbst konnten in der Strecke zwischen Hornstein und Schützen a. G. aus direkten Feldbeobachtungen keine wesentlichen Störungen festgestellt werden. Im Stadtgebiet von Eisenstadt muß auf Grund eines Bohrergebnisses an der Grenze zwischen Leithakalk und den pannonen Sedimenten ein Verwurf mit einer Absenkung des Leithakalkes von rund 180 m angenommen werden.

Im Ruster Hügellzug dagegen konnte an seiner Westbegrenzung — auf der Strecke zwischen St. Margarethen und Oslip — auf eine Erstreckung von fast 3 km eine N—S streichende Verwerfung festgestellt werden, an der die westlichen Teile abgesunken erscheinen. Da in den übrigen Teilen an der Westseite des Ruster Hügellzuges keine Aufschlüsse angelegt sind, konnten keine direkten Beobachtungen gemacht werden; aber es kann wohl als gesichert angenommen werden, daß der ganze Westrand des Höhenzuges, von Schützen a. G. im N bis an die österreichisch-ungarische Landesgrenze im S, durch eine N—S verlaufende Bruchlinie markiert ist, die dann schon auf ungarischem Gebiet, in der von M. Vendl (62) eingezeichneten „Hauptbruchlinie“ ihre Fortsetzung finden würde.

Neben dieser festgestellten Verwerfung innerhalb des Leithakalkes tritt im St.-Margarethner Steinbruch auch eine Verwerfung auf, an der gegenüber Leithakalk, Sarmat, abgesunken ist.

Auch im Leithagebirge in der Umgebung von Donnerskirchen sprechen alle Anzeichen dafür, hier am Rande des Gebirges Dislokationen anzunehmen.

Hier sei auch noch die Feststellung hervorgehoben, daß zwischen Ruster Höhenzug und zwischen dem Leithagebirge, ganz isoliert — mitten in den pannonen Sedimenten — drei Leithakalkvorkommen festgestellt werden konnten. Es wurde, wie auf p. 81 und 82 näher ausgeführt, daraus der Schluß

gezogen, daß diese drei Leithakalkvorkommen — als von der Erosion herausgearbeitete Kalke — die Verbindung zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug erweisen und zur Folgerung zwingen, daß der Ruster Höhenzug als N—S streichender Seitenast des Leithagebirges aufzufassen ist und daß beide durch eine Leithakalkplatte miteinander in Verbindung stehen.

#### Schriftennachweis.

1. Abel O.: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena 1927.
2. Abel O.: Parasitische Balanen auf Stockkorallen aus dem Mediterranen Miozänmeer. *Paläobiologica* I, p. 19.
3. Andree K.: Geologie des Meeresbodens, Bd. II., Leipzig 1920.
4. Andrussow N.: Die fossilen Bryozoenriffe der Halbinsel Kertsch und Torman. Kijew 1909/12.
5. Andrussow N.: Fossile und lebende Dreissenidae. 1897.
6. Andrussow N.: Die südrussischen Neogenablagerungen. II. Verhdlg. d. russ. kais. Akad. zu St. Petersburg, 1899. III. Verhdlg. d. russ. kais. Akad. zu St. Petersburg, 1902.
7. Bellardi L. und Sacco F.: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Turin.
8. Bobies C. A.: Über bryozoenführende Sedimente des inneralpinen Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges.* 1928.
9. Boda A.: A spongonornyok szármata üledék stratigráfiai helz. Banyaszati es kohászati, Lópok LX.
10. Boué A.: *Journal de Geologie*. III., p. 27.
11. Brusina Sp.: *Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria Hungariae, Croatiae, Slavoniae, Dalmatiae, Bosniae, Herzogowinae, Serbiae et Bulgariae*. 1902.
12. Cossmann M. et Peyrot M.: *Conchiologie Néogénique de l'Aquitaine*. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux.
13. Czizek J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, Leithagebirge und Rusterberge. *Jahrb. Geol. R. A.* 1852.
14. Dollfuß G. F. et Dantzenberg Ph.: *Conchiologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire*. *Memoires de la Société Géologique de France, Paléontologie*.
15. Dreger F.: Die tertiären Brachiopoden des Wiener Beckens. *Beiträge zur Paläontologie Öst.-Ung. Orient VII*. Bd.
16. Ehrenberg K.: *Vorzeitliche Tierwelt des Burgenlandes*. *Burgenländische Heimatblätter*, 3. Jg., 3/4.
17. Friedberg W.: *Mieczaki Miocenskie ziem Polskich*. Lemberg 1911—28.
18. Friedl K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges.* 1931.
19. Fuchs Th.: Über die tertiären Bildungen bei Goys u. Breitenbrunn am Neusiedlersee. *Jahrb. Geol. Reichsanstalt* 1868.
20. Fuchs Th.: Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leithakalk und sarmatischen Schichten. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Cl. Wien*, 1902, Abt. 1.
21. Haidinger W.: *Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften*. Bd. IV., p. 442.
22. Hassinger H.: *Geomorphologische Studien im inneralpinen Wiener Becken und seiner Randgebirge*. *Penk, Geogr. Abhdlg.* 8, 1905.
23. Hassinger H.: *Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens*. *Penk, Festband*, 1918.
24. Hoernes R.: *Bau und Bild der Ebenen Österreichs*. Aus „*Bau und Bild Österreichs*“, C. Diener, R. Hoernes, F. E. Suess, V. Uhlik.
25. Hoernes R.: Die vorpontische Erosion. *Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Math. Nat. Cl.* 1902.
26. Hoernes R.: Ein Beitrag zur Kenntnis der sarmatischen Ablagerungen von Wiesen im Ödenburger Comitats. *Verh. R. A.* 1878.
27. Hoernes R.: Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Comitats. *Jahrb. R. A.* 1897.
28. Hoernes R. und Auinger M.: Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. Mediterranstufe in der österr.-ungar. Monarchie. *Abhdlg. R. A.* 1879, Bd. XII.

29. Hoernes M.: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abhdlg. R. A. Wien, III. und IV. Bd.
30. Halovats J.: Die Fauna der pontischen Schichten der Umgebung des Balatonsees. Resultat der Erforschung des Balatonsees. 1916, Bd. IV.
31. Janoschek R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht. Mitt. Geol. Ges. 1931.
32. Kautsky F.: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden im niederösterreich. Miozän. Annalen. Nat. Mus. Wien 1928.
33. Kautsky W.: Das Miozän von Hemmoor und Basbek-Osten. Abhdlg. d. preuß. geol. Landesanstalt. Neue Folge, H. 97, 1925.
34. Kautsky F.: Die boreale und mediterr. Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen Amerikas. Mitt. Geol. Ges. Wien 1925.
35. Kautsky F.: Die Bivalven des niederösterreich. Miozäns. Verhdlg. geol. B. A. 1932.
36. Kober L.: Geologie der Landschaft um Wien, Wien 1926.
37. Kühn O.: Die Korallen des Miozäns von Eggenburg. Abhdlg. Geol. B. A., Bd. XXII, H. 3, 1925.
38. Kühnelt W.: Über ein Masseuvorkommen von Bohrmuscheln im Leithakalk von Müllendorf im Burgenland, Palaeobiologica, IV. 1931.
39. Laube G.: Die Echinoiden der österr.-ungar. oberen Tertiärablagerung. Abhdlg. Geol. R. A., Bd. V., H. 3, 1871.
40. Lóczy L.: Die Geologie der Balatongegend und ihre regionale Bedeutung. Resultat der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, 1916, Bd. 1.
41. Pia O. und Sickenberg O.: Katalog der Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs. Leipzig-Wien, 1934.
42. Reuß E.: Naturwissenschaftliche Abhandlungen, W. Haidinger, Bd. IV.
43. Roth-Fuchs G.: Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. Geogr. Jahresber. aus Österreich. 1926.
44. Roth v. Telegd L.: Geologische Skizze der Kroißbach-Ruster-Berge und der südlichen Teile des Leithagebirges. Jahrb. Geol. R. A. 1852.
45. Roth v. Telegd L.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der ungarischen Krone „Umgebung von Kismarton“ (Eisenstadt), Budapest 1905.
46. Roth v. Telegd L.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone. Umgebung Eisenstadt. Budapest 1884.
47. Roth v. Telegd L.: Auszug aus dem Bericht über die Aufnahmen im Ödenburger Comit. Verh. R. A. 1878.
48. Roth v. Telegd L.: Geologische Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone, Umgebung Kismarton (Eisenstadt), Sektionsbl. Zone 14, Col. XV, 1 : 75.000. Budapest 1905.
49. Roth v. Telegd L.: Desgleichen, Blatt 6, 1 : 144.000. Budapest 1884.
50. Schaffer F. X.: Geologischer Führer des Wiener Beckens. II. Berlin 1908.
51. Schaffer F. X.: Das Miozän von Eggenburg, Abhdlg. der Geol. R. A., Bd. XXII., 1910.
52. Sickenberg O.: Eine tertiäre Seekuh aus dem St.-Margarethner Steinbruch „Burgenland“ Jg. 1, H. 1/2.
53. Strausz L.: Geologische Fazieskunde. Mag. Kir. Föltani. Int. Erkön 1928.
54. Strausz L.: Die Mediterranschichten des Messekgebirges. Geol. Paläont. Abhdlg., N. F. 15, 1927.
55. Strausz L.: Az északkeleti Cserhat torton-faziesei. Math. term. tud. Ertesidő, Budapest 1927.
56. Suess E.: Das Antlitz der Erde. I. Bd., Wien 1885.
57. Suess F. E.: Grundsätzliches der Entstehung der Landschaft um Wien. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges., Bd. 81, p. 177—235, 1929.
58. Unger F.: Beiträge zur näheren Kenntnis des Leithakalkes. Denkschrift d. Akad. d. Wiss., Math. Nat. Cl. 14, 1858.
59. Vadasz M. E.: Die mediterranen Echinodermen Ungarns. Geologica Hungarica, Tom. 1, 1915.
60. Vendl M.: Geologie der Umgebung von Sopron. Erdeszeti Kiserletek, 1930.
61. Vendl M.: Daten zur Geologie der Umgebung von Sopron. Mitt. d. berg- u. hüttenmänn. Abt. 1933.
62. Vendl M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron. 1 : 25.000, 1928.

63. Winkler-Hermaden A.: Führer zur geol. Exkursion in das südliche Wiener Becken, Mitt. Geol. Ges., 1927.
64. Winkler-Hermaden A.: Über neue Probleme der Tertiärgeologie. Zentr. Bl. f. Min., Geol. B., 1928.
65. Kapounek J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. Vorläufiger Bericht. Akad. Anzeiger Nr. 22. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Cl. v. 7. XI. 1935.
66. Kapounek J.: Geologisches zum Namen Eisenstadt. Burgenl. Heimatblätter, 5 Jhg., Heft 3/4, Eisenstadt 1936.



# Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern.

Von H. P. Cornelius.

Mit 5 Profilen im Text.

## Inhalt.

	Seite
Vorbemerkungen .....	103
<b>I. Beschreibung der Aufschlüsse .....</b>	<b>104</b>
1. Mürztal zwischen Kindberg und Mürzzuschlag; Fröschnitzgraben .....	104
a) Umgebung von Kindberg .....	105
b) Der Wartbergkogel .....	106
c) Südliche Talseite bei Wartberg—Mitterdorf .....	109
d) Nördliche Talseite bei Wartberg—Mitterdorf .....	110
e) Nördliche Talseite bei Krieglach—Langenwang .....	112
f) Südliche Talseite bei Krieglach—Langenwang .....	114
g) Umgebung von Mürzzuschlag; Fröschnitzgraben .....	116
2. Das Tertiär von Ratten—St. Kathrein .....	119
a) Die Kathreiner Mulde .....	119
b) Die Mulde N des Kranawettkogels .....	122
3. Turnau—Stühminggraben .....	122
4. Augensteine und Verwandtes auf den Hochflächen der Kalkalpen .....	124
5. Quartäre Schotter im oberen Mürztal u. a. ....	126
6. Quartäre Gehängebreccien im Kalkalpengebiet .....	128
<b>II. Ergebnisse .....</b>	<b>131</b>
1. Stratigraphie und Paläogeographisches .....	131
2. Beziehungen zur Oberflächengestaltung .....	134
3. Zur Tektonik .....	137
4. Überblick über die geologische Entwicklung im Jungtertiär .....	141
<b>Literatur .....</b>	<b>143</b>

## Vorbemerkungen.

Der Zweck der folgenden Zeilen ist in erster Linie eine Darstellung des Jungtertiärs, soweit es auf dem Kartenblatt Mürzzuschlag enthalten ist. Da von dieser Aufgabe vielfach nicht trennbar, wird die Behandlung der quartären Ablagerungen einbezogen, soweit sie sich in den Tälern befinden; d. h. vor allem der Schotter. Die ziemlich spärlichen Moränenreste haben z. T. bereits an anderer Stelle ihre Darstellung gefunden, z. T. soll dieselbe später erfolgen; eine solche Trennung erscheint unbedenklich, da in dem Gebiet der Mürztaler Alpen die Bereiche von Schottern und Moränen ziemlich gut geschieden bleiben, so daß die Frage ihrer gegenseitigen Beziehungen

kaum aufgerollt werden kann.<sup>1)</sup> Die Anknüpfung an die Morphologie war selbstverständlich nicht zu umgehen, doch wurde letztere im allgemeinen nur soweit herangezogen, als eben Beziehungen zu den vorhandenen Ablagerungen, bzw. zu deren Tektonik dies wünschenswert machten. Eine weitergehende Behandlung der Morphologie — insbesondere der jüngeren Elemente — wurde nicht angestrebt; mancherlei einschlägige Detailfragen harren da noch einer Bearbeitung.

Die Arbeiten im Tertiärgebiet wurden während der Aufnahme des Kartenblattes in der Hauptsache schon 1928 bis 1930 ausgeführt; doch brachten spätere Jahre (besonders 1935) noch Ergänzungen und Überprüfungen. Die sonstigen noch herangezogenen Beobachtungen verteilen sich über die ganze Aufnahmsdauer (1928 bis 1935).

Als Aufnahmsgeologe habe ich der folgenden Darstellung in erster Linie die — vielfach allerdings spärlichen — Tagesaufschlüsse zugrunde gelegt. Insbesondere habe ich mich bemüht, die Zusammensetzung der Geröllablagerungen zu ermitteln und daraus Schlüsse zu ziehen. Natürlich waren meiner Tätigkeit in dieser Hinsicht Grenzen gesetzt, da sie ja neben der eigentlichen Aufnahmearbeit herlief. So, glaube ich, bleibt da für einen fleißigen Lokalforscher noch immer reichlich zu tun übrig.

Wegen der Bohrergebnisse und Grubenaufschlüsse vergleiche man Petrascheck (1924); auf sie bin ich im allgemeinen nicht näher eingegangen — hätte ich doch nur das von dem Genannten schon Gesagte wiederholen können. Die Gruben sind gegenwärtig zumeist unzugänglich. Eine Ausnahme macht nur der Bergbau der Feistritztaler Bergbau- und Industrie-A. G. in Ratten, woselbst mir eine Befahrung im Herbst 1930 eigenen Einblick vermittelte. Für deren Ermöglichung sei der genannten Gesellschaft sowie dem Betriebsleiter, Direktor Ing. Felmaier, auch an dieser Stelle mein bester Dank ausgesprochen. Frau Dr. E. Hofmann danke ich für die Bestimmung einiger Pflanzenreste.

Die Schwierigkeit, die in ihrer Beschaffenheit rasch wechselnden Vorkommen einzuordnen und zu parallelisieren, die sich häufig fühlbar macht (zumal die Aufschlüsse zum größten Teil keineswegs günstig sind) zwingt zu einer detaillierten Beschreibung. Wegen der Kartendarstellung sei auf das 1936 in geologischer Bearbeitung erschienene Blatt Mürzzuschlag 1:75.000 verwiesen. Leider ist es nicht möglich, alle Ortsangaben nur dieser Karte zu entnehmen; es muß vielmehr des öfteren auch auf die nicht in jedermanns Hand befindlichen Sektionskopien 1:25.000 Bezug genommen werden.

## I. Beschreibung der Aufschlüsse.

### 1. Mürztal zwischen Kindberg und Mürzzuschlag; Fröschnitzgraben.

Historisches. Ganz kurze Notizen über das Mürztaler Tertiär bringen Kuderatsch (1847), Morlot (1848), Unger (1850), Foetterle (1853). Doch kannte Morlot bereits die Gliederung in eine untere, sandig-tonige Abteilung mit Braunkohlen nahe der Basis, und eine höhere, grobklastische.<sup>2)</sup> Die älteste genauere Nachricht scheint Miller v. Hauenfels' Beschreibung der Kohlenbergbaue von Wartberg und der Kurzen

<sup>1)</sup> Mit Ausnahme ganz weniger Stellen; vgl. S. 127.

<sup>2)</sup> Die Theorien über die Entstehung der Ablagerungen bei Morlot und Stur (1855) haben nur noch historisches Interesse.

Illach<sup>1)</sup> zu sein, welche auch heute noch die wichtigste Urkunde über die längst eingestellten Bergbaue bildet. Eine kurze Zusammenfassung gibt der gleiche Autor 1864. Gleichzeitig widmet Stur (1864, S. 222) im Rahmen seiner zusammenfassenden Schilderung dem uns beschäftigenden Teil des Mürztaler Tertiärs ein paar kurze Zeilen. Auf seiner Übersichtskarte<sup>2)</sup> findet es sich geschieden in „Süßwasserschichten mit Braunkohlen“ und „Leithakonglomerat“; die Gesamtausdehnung ist ziemlich richtig, dagegen fälschlich oberhalb Mürzzuschlag nur „Süßwasserschichten“ eingetragen. Später (1871, S. 581) fügt Stur ergänzend einige Fossilfunde, sonst aber nichts Neues hinzu. Vaceks Manuskriptkarte gibt die Ausdehnung des Miozäns im ganzen ziemlich richtig wieder; ganz unbegründet ist nur z. T. die Eintragung von solchem in der Gegend Spital—Steinhaus—Semmering, wo er aufschlußarme Wiesen kurzerhand als Neogen kartiert hat. Das ist z. T. auch in andere Darstellungen (Toula, Semmeringführer) übergegangen. In Vaceks Bericht (1888) findet sich nur eine ganz kurze Erwähnung; auch Östreich (1899, S. 193, 194) widmet unserem Vorkommen nur wenige Zeilen. Kerner (1921) machte einen Versuch eingehender Gliederung, worüber ebenfalls nur kurze Andeutungen vorliegen. Die wichtigste Vorarbeit bildet Petraschecks Kohlengeologie (1924, S. 27 f.), insbesondere durch die genaue Verwertung der Bohrerergebnisse und Bergbauaufschlüsse; es geht daraus die große Mächtigkeit und tiefe Einsenkung des Miozäns hervor, auf welche der Genannte bereits vorher (1920) kurz hingewiesen hatte. Doch geht er mit der Deutung der Tektonik durch Brüche wohl zu weit. Die neueste Arbeit Petraschecks (1937) gibt einen kurzen Überblick. Stiny (1922) wies an Hand einer Kartenskizze auf die Einordnung in ein System ONO streichender tektonischer Linien hin.

#### a) Umgebung von Kindberg.

Auf der N-Seite des Mürztales von Kindberg abwärts sind zunächst zwei in anstehendem Fels eingeschnittene Terrassen zu bemerken, welche beide Schotter tragen. Die tiefere, bis nahe St. Georgen fast zusammenhängend zu verfolgen, liegt nur zirka 10 m über der heutigen Talsohle und ist wohl zweifellos quartären Alters; unter ihrer Schotterbedeckung überwiegen kristalline Gerölle — besonders Phyllit — von geringer Größe, soweit die nirgends günstigen Aufschlüsse ein Urteil gestatten. Auch in dem Talbogen oberhalb Kindberg findet sie eine Fortsetzung; hier kann man beobachten, daß die Schuttkegel der kleineren Seitengraben auf diese Terrasse ausmünden und nicht auf die Sohle des heutigen Tales. Gleiches ist auch gegenüber, oberhalb des Bahnhofes Kindberg der Fall, wo eine entsprechende Terrasse morphologisch ausgeprägt ist, ohne daß Schotter darauf nachgewiesen werden konnten.

Die höhere Terrasse liegt nur in einzelnen Resten vor; nach dem besterschlossenen möge sie Terrasse von St. Georgen heißen. Am Weg knapp östlich unter der Verflachung, welche dieses Kirchlein (595 m) trägt, sind horizontale Schotter etwa 4 m mächtig aufgeschlossen. Ihre bis kopfgroßen Gerölle entstammen vorzugsweise dem Kristallin, vor allem den Mürztaler Phylliten; doch finden sich auch Triaskalke, Werfener Schiefer, Grauwackengesteine (Karbon?) sowie Semmeringmarmor. Gleichartige Gerölle liegen verstreut auch auf dem Vorsprung W St. Georgen bei zirka 600 m, auf jenem W Schloß Oberkindberg sowie bei diesem Schloß (607 m) selbst auf einer breiten Verflachung. All diese Vorkommen reichen bis zirka 50 m über die heutige Talsohle hinauf. Sie liegen wohl zu hoch, als daß sie jünger als präglazial sein könnten. Gegen eine Zusammengehörigkeit mit dem bald zu

<sup>1)</sup> In älteren Karten und Veröffentlichungen: Illa.

<sup>2)</sup> Deren Ausgaben übrigens auf die als Mitarbeiter genannten Morlot und Foetterle zurückgeben dürften.

erwähnenen Miozän spricht die Gebundenheit an eine Terrasse, bis zu einem gewissen Grade auch die horizontale Lagerung. Wir werden die Terrasse von St. Georgen also — mit Vorbehalt! — als altquartär (präglazial) betrachten.

Der Höhenlage nach ungefähr mit ihr übereinstimmend ist ein Blockschutt von ganz anderer Zusammensetzung an dem Weg, der über den Rücken W vom Schwaiggraben emporführt. Er besteht fast ganz aus z. T. nur mangelhaft abgerollten Grobgneisblöcken, stammt also offenbar von dem darüber aufsteigenden Gehänge. Horizontale Schichtung ist erkennbar. Die Gleichsetzung mit der Terrasse von St. Georgen erscheint angesichts der verschiedenen Zusammensetzung nicht ganz sicher; es kann sich vielleicht auch schon um Miozän handeln (s. u.).

Wahrscheinlich dem letzteren gehören die groben Schotter an, welche den Abfall des nächsten Rückens, zwischen Schwaig- und Kindtalgraben, bis gegen Punkt 633 aufwärts bedecken und durch einzelne Gerölle auch noch bei fast 700 m zirka — 140 m über der heutigen Talsohle! — belegt sind. Neben kristallinem Material erscheint auch ziemlich viel kalkalpines (Trias, Fleckenmergel). Gegen die Mündung des Kindtalgrabens zu nehmen z. T. überkopfgröße Grobgneisblöcke überhand, was wiederum auf einen lokalen Schuttkegel deutet; auch östlich vom Kindtalgraben — wo sonst Aufschlüsse fehlen — waren solche in einer Grube aufgeschlossen.

Wenn auf Blatt Mürzzuschlag das tiefere, aufschlußlose Gehänge als Miozänmergel kartiert wurde, so war dafür wesentlich die andere Taleite — s. u. — maßgebend. Gleiches gilt bezüglich des Wiesengeländes bei Punkt 552 N Kindberg.

#### b) Der Wartherkogel (vgl. Fig. 1).

Oberhalb Kindtal erscheint das Mürztal gesperrt durch den weit nach N vorspringenden Wartbergkogel — besonders auffällig, wenn man von oberhalb kommt und sieht, wie sich die Mürz, die sich eben noch auf dem kilometerbreiten flachen Talgrund von Mitterdorf—Wartberg dahinwand, plötzlich in die Enge N des genannten Kogels zwängt. Daß dieser auch geologisch zur N-Seite gebört — er besteht aus Grobgneis, gegenüber dem sonst auf der S-Seite vorwiegenden Phyllit —, steigert noch den Verdacht auf epigenetische Bildung (vgl. Sölich, 1928, S. 81<sup>1)</sup>) jener Enge, welchen das obige Verhalten erweckt. Wir werden ihn durch das folgende bestätigt finden.

Mit dem kristallinen Gebirge im S verbindet den Wartbergkogel ein flacher Sattel. Im Wiesengelände auf dessen W-Abfall fallen unzweideutige Spuren von Rutschungen in die Augen: der Untergrund besteht hier hauptsächlich aus wasserundurchlässigen Mergeln, deren gelblich- bis grauweiße Farbe öfters durch die Rasendecke schimmert. Ein weithin sichtbarer Anriß bei etwa 620 m bietet einen guten Aufschluß. Der Mergel ist wenig fest, mit feinem Quarzsand und Glimmerschüppchen gemengt, dünn geschichtet mit sehr flachem SO-Fallen. Er ist reich an Blatt- und Stengelresten;<sup>2)</sup> bestimmt werden konnte (von Frau Dr. E. Hofmann) jedoch nur eine Nadel von

<sup>1)</sup> Ein altes Tal, wie es Sölich, a. a. O., auf Fig. 18 angibt, möchte ich in dem flachen Sattel S des Wartbergkogels allerdings nicht sehen, sondern nur das Ergebnis schnellerer Abtragung in den leicht erodierbaren (Rutschgelände!) Tertiärschichten.

<sup>2)</sup> Ungers Funde (1850) sowie Petrascheck's Angabe pflanzenführender Mergel (1924, S. 28) beziehen sich wohl auch auf diesen Aufschluß.

*Pinus* sp. Unger (1850) gibt *Pinites Pseudostrobus* Erd., *Pinites* sp. und *Taxites Langsdorfi* Brong an.

Eine wesentlich andere Beschaffenheit zeigt jedoch ein tieferer Aufschluß am gleichen Gehänge: eine große Sandgrube bei etwa 565 m. Sie enthält einen groben, unverfestigten Quarzsand, hellgrau, verwittert gelblich, mit deutlicher Schichtung, welche ebenfalls sehr flach SO einfällt. Eingestreut sind bis haselnußgroße, meist nur mangelhaft abgerollte Quarze sowie Feldspatbrocken, z. T. mit Quarz schriftgranitisch durchwachsen. Zweifellos liegt hier eine tiefere Schicht vor als der oben erwähnte Mergel mit den Pflanzenresten; dagegen ist nicht zu erkennen, ob es sich nur um eine lokale Einlagerung in diesem handelt oder um ein abweichend ausgebildetes tieferes Glied. Die Scheidung auf der Karte wurde deshalb unterlassen; zumal in deren ganzem Bereich<sup>1)</sup> ähnliche Sande nicht wieder anzutreffen waren.

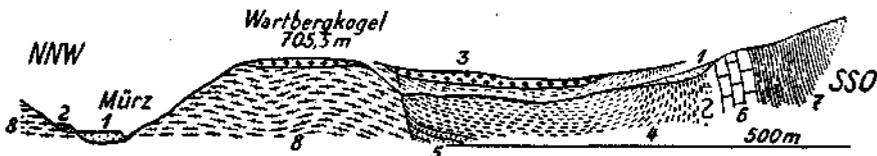


Fig. 1. Profil durch den Wartbergkogel, zirka 1:17.500.

- |                                      |                        |
|--------------------------------------|------------------------|
| 1 Rezenten Schutt, bzw. Mürzalluvium | 6 Semmeringmesozoikum  |
| 2 Quartäre Schotterterrasse          | 7 Quarzphyllit         |
| 8 Grobe Hangendschotter              | 8 Mürztaler Grobgnais. |
| 4 Pflanzenführende Mergel            | } Miozän               |
| 6 Grober Quarzsand                   |                        |

NB. Die steile Aufbiegung bei ? ist hypothetisch!

Während auf dem ganzen Westgehänge gröbere Gerölle zu fehlen scheinen, treten auf dem flachen Satrel S des Wartbergkogels solche plötzlich in Menge auf. Weit vorwiegend sind darin Gerölle von Mürztaler Quarzphyllit und von Quarz; wesentlich seltener schon solche von Grobgnais; nur ganz vereinzelt treten andere Gesteine auf: Semmeringquarzit, schwarzes Kieselgestein (des Wechsels oder Grauwackensilur?), lichter Marmor (Semmeringtrias), schwarzer, dichter Kalk (wohl Semmeringrhät) — je in einem Exemplar beobachtet. Bemerkenswert ist die fast gänzliche Abwesenheit kalkalpinen Materials: nur auf einem Fleck nahe Punkt 655 fand ich eine Anzahl nicht kristalliner Kalke und Dolomite, durch geringe Größe und gute Ahrollung stark unterschieden von den vielfach nur mangelhaft gerundeten und z. T. riesigen (bis über 1 m<sup>3</sup>!) Phyllitblöcken. (Sollte es sich da vielleicht um einen kleinen Rest eines jüngeren — quartären — Schotters handeln?)

Schotter gleichartiger Zusammensetzung bedecken nun das ganze Gehänge gegen den Sprengnitzgraben. In dem Einschnitt des Weges unter dem Eilerbauer sieht man ihn aufgeschlossen; die Gerölle sind hier schichtungslos in gelbem Lehm eingebacken. Freilich läßt sich nicht entscheiden, inwieweit

<sup>1)</sup> Wohl aber außerhalb: bei Herrnberg östlich St. Lorenzen, am Weg gegen den Ausgang des Mürzgrabens, erschließt eine Sandgrube einen ähnlichen noch etwas gröberen Quarzsand. Nußgroße Quarzbrocken sind ihm unregelmäßig eingestreut; außerdem lagenweise bis über kopfgroße Blöcke von Grobgnais und Quarzit. Schichtung ist gut, das Einfallen etwa 25—30° SO. Von der Oberfläche her wird der Sand durch Infiltration brann gefärbt; die Färbung breitet sich längs den Schichtflächen aus.

hier Abrutschung eine Rolle spielt; aber selbst wenn dies weitgehend der Fall,<sup>1)</sup> bleibt zweifellos noch zwischen den flach SO geneigten (weiter SO wahrscheinlich steil aufgebogenen oder überkippten! — laut Fortsetzung gegen O, vgl. unten!) Mergeln und dem auf dem O geneigten Gehänge darüberbreiteten Schotter eine nicht unerhebliche Diskordanz bestehen.

Und tatsächlich greifen diese Schotter auch auf das Kristallin über: das flache Gipfelplateau des Wartbergkogels (705 m) ist wiederum bedeckt von z. T. sehr großen Geröllen von Phyllit, Quarz und rotbraun verwitterndem (vermutlich Rittiser<sup>2)</sup>) Quarzit. Der von anstehendem Gneis gebildete steilere Hang, der sie von dem Schotter des Sattels trennt, ist wohl durch eine junge Verwerfung bedingt.

Wir können also zusammenfassen: am Wartbergkogel liegt über miozänen Sanden und Mergeln, welche wahrscheinlich unter Mitwirkung von Verwerfungen tief ins Kristallin eingekeilt sind, diskordant eine Decke z. T. sehr grober Schotter aus fast ausschließlich Kristallinmaterial, die auch auf das Kristallin übergreifen. Ähnlichen Verhältnissen werden wir weiterhin vielfach wieder begegnen. Über das Alter der Hangenschotter sei hier nur soviel bemerkt: sie sind zweifellos älter als der epigenetische Einschnitt der Mürz N des Wartbergkogels; dieser ist wohl dahin zu deuten, daß hier eine auf der Decke der fraglichen Schotter angelegte, gegen NW ausgreifende Flußschlinge durch Einschnitten in den Grobgneis fixiert wurde. Sie sind damit auch älter als die Terrasse von St. Georgen, die ja bloß 2½ km vom Wartbergkogel entfernt, um runde 100 m tiefer liegt als die Auflagerungsfläche unserer Schotter. Diese müssen also, wenn jene altquartär ist (S. 105), wohl selbst noch ins Tertiär gehören (Näheres S. 133). Dafür spricht auch die Zusammensetzung: jeder Quartärschotter müßte hier reichlich kalkalpines Material enthalten; dieses fehlt aber, wenn nicht ganz, so doch mindestens fast ganz (s. o.). Wenn ich in meinen Aufnahmsberichten (1930 u. f.) diese — und analoge — Schotter als Quartär bezeichnete, so war dies ein Irrtum, bedingt durch die gerade hier am Wartbergkogel so auffallende Flachheit der Auflagerungsfläche. Er sei hiemit richtiggestellt.

Nun liegt allerdings auch am W-Fuß des Wartbergkogels bis hinab zum hentigen Talboden nochmals Geröllematerial, welches dem vom Gipfelplateau in jeder Hinsicht gleicht. Ich möchte aber vermuten, daß es sich da um herabgerutschten oder sonstwie umgelagerter Schotter handelt. Dagegen liegt auf der N-Seite des epigenetischen Talstücks, gegenüber dem Wartbergkogel, wieder ein zweifelloser, quartärer<sup>3)</sup> Terrassenrest, auf dem auch, wie oben (S. 105), die Schuttkegel kleiner Seitengraben aufsitzen.

Die S-Grenze des Wartbergkogel-Tertiärs ist nirgends aufgeschlossen; es ist nur Analogieschluß auf Grund der östlichen Fortsetzung (vgl. S. 109 f.), wenn es hier als steil aufgebogener, vielleicht sogar überkippter oder vom Kristallin überschobener Mulden-schenkel betrachtet wird. Jedenfalls setzt aber der Miozänmergel gegen SW noch fort; noch auf der W-Seite des Perschinggrabens sieht man in einem Wegeinschnitt grünlichbraune, sandige Mergel unter eckigem Quarzphyllitschutt hervorkommen. Die tektonische S-Grenze streicht also etwa auf Schloß Oberkindberg zu.

<sup>1)</sup> Die Grenze auf Blatt Mürzzuschlag, welche im Sprengnitzgraben wieder Mergel unter dem Schotter hervortreten läßt, ist unter dieser Annahme gezeichnet; zu sehen ist das nicht! Aber die Fortsetzung östlich des Sprengnitzgrabens spricht entschieden dafür.

<sup>2)</sup> Als „Rittiser Quarzit“ bezeichne ich der Kürze halber die „Quarzite an den Grob-gneisrändern“ auf Blatt Mürzzuschlag, nach dem Vorkommen von Rittis bei Krieglach, das von der Alpinen Montangesellschaft zur Herstellung feuerfester Steine bergmännisch ausgebeutet wird.

<sup>3)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag infolge Druckfehlers als Miozänsschotter eingetragen!

## c) Südliche Talseite bei Wartberg—Mitterdorf.

Südlich Wartberg wird das Gehänge von der Talsohle bis etwa 700 m aufwärts von einem unregelmäßigen Rutschgelände gebildet, das von vornherein das Durchziehen der Miozänmergel anzeigt. Wir finden hier einen der überhaupt besten und wichtigsten Aufschlüsse derselben längs des Weges, der von den östlichen Häusern von Wartberg nach „Auf dem Eck“ führt.

An seinem Beginn liegen Schotter mit bis etwa faustgroßen Geröllen von Phyllit und Quarz, daneben aber auch von Kalk — vermutlich eine Fortsetzung der Hangendschotter des Wartbergkogels. Ihre Lagerung läßt sich aber weder hier noch sonst in der Nachbarschaft sicher erkennen.

Dann sieht man fast zusammenhängend feinsandige Mergel, welche immer wieder in feinen Sandstein übergehen und ebenfalls immer wieder feine Schotterlagen enthalten; wo der Weg mit dem benachbarten tief eingeschnittenen Graben zusammentrifft auch Kohleschmitzen. Soweit man das Einfallen sieht — und das ist im oberen Teil des Weges häufig der Fall —, ist es steil bis sehr steil nach S gerichtet; darauf beruht die Deutung als überkippte Mulde. Leider ist die Grenze gegen den südlich folgenden Phyllit nicht aufgeschlossen; es ist aber wohl anzunehmen, daß sie der Schichtlage im südlichen Muldenschenkel ungefähr parallel, mithin eine steile Aufschiebung ist.

Sonst sind die Aufschlüsse hier sehr mangelhaft. In den nächst östlichen Gräben ist wiederholt Kohle in Bruchstücken zu finden, was jedoch z. T. auf Haldenmaterial verlassener Stollen zurückzuführen ist.

Eine Beschreibung der Grubenaufschlüsse gibt Miller v. Hauenfels (1859, S. 55) und z. T. ihm folgend Petrascheck (1924, S. 28). Daraus ist zu ersehen, daß die Kohle, von dunklem Schieferthon begleitet, dem stratigraphisch tiefsten Teile der Schichtfolge eingelagert ist; ferner daß der südliche Muldenflügel auf bedeutende Erstreckung überkippt ist. Petrascheck hat auch die Ergebnisse mehrerer bei Wartberg niedergebrachter Tiefbohrungen verwertet, deren eine den Boden der Tertiärmulde, aus Grobgnéis bestehend, erst in 463 m Tiefe erreichte. Dieselbe hat nahezu 300 m „Schotter und Konglomerat“ durchfahren. Leider ist nicht zu ersehen, ob diese ganze Mächtigkeit unseren groben Hangendschottern entspricht; wenn dieses der Fall, so müßte wohl noch eine Überschiebung innerhalb des Tertiärs in der Gegend des Bergfußes angenommen werden, welche die Sandsteine des letzteren über jene befördert hätte. Petrascheck (1924, Abb. 86) deutet eine solche an; hiernach ist sie auch in unserer Fig. 4 (S. 113) übernommen. Aus einem Kohlenbergbau bei Mitterdorf (soll wohl heißen Wartberg!) gibt Stur (1871, S. 581) den Fund einer großen gefalteten *Unio* sp. an.

S Mitterdorf werden die Verhältnisse insofern anders, als die uns bereits bekannten groben Hangendschotter nun über die ganze Breite des Tertiärbereiches hinweggreifen. Sie zeigen wieder den schon beschriebenen Charakter: Blöcke von vorwiegend Phyllit, daneben auch Grobgnéis, Quarz und Quarzit, oft mangelhaft gerollt, bis über  $\frac{1}{2}$  m lang; kleine, meist flache, gut gerundete Gerölle der gleichen Gesteine; endlich als Seltenheit andere, stets gut gerollte Gesteine. So wurden gefunden am Rücken W Wolfsgraben: grauer, stark brecciöser Dolomit (Ladin oder Nor); lilagrauer, knolliger (wohl Reiflinger) Kalk; dunkelgraulichroter zäher (Werfener) Quarzsandstein; ferner Sem-

meringquarzit. Am Beginn des Zeller Weges sind kalkalpine Gerölle häufiger; möglicherweise sind hier jedoch noch quartäre Schotterreste aufgelagert, die man in Ermangelung halbwegs guter Aufschlüsse nicht abtrennen kann. W des Freßnitzgrabens sieht man wieder ausschließlich Kristallingerölle; hier tritt auch S darunter, an der Beschaffenheit des Bodens kenntlich, wieder der Mergel zutage. Ein Übergreifen dieser Schotter über die S-Grenze des Tertiärs hinaus auf den Phyllit scheint hier nirgends stattzufinden

#### d) Nördliche Talseite bei Wartberg—Mitterdorf.

Bezüglich geringer Schotterreste beiderseits der Mündung des Scheibgrabens kann man im Zweifel sein, ob Tertiär oder Quartär vorliegt.

Wichtiger sind die Aufschlüsse bei Mitterdorf, auf der W-Seite der Veitschgrabenmündung. Über einer Mürzschlinge erhebt sich dort ein steiler Anriß,

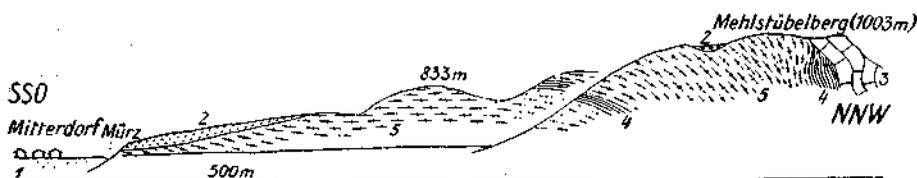


Fig. 2. Profil durch die W-Seite des unteren Veitschgrabens, zirka 1:25.000.

- |   |                        |
|---|------------------------|
| 1 Mürzalluvium  | 3 Semmeringtrias       |
| 2 Miozanschotter aus Kristallin-, Grauwacken- und Werfener Material | 4 Quarzphyllit         |
|   | 5 Mürztaler Grobgnais. |

im unteren Teil von stark vergrustem Grobgnais, darüber von gut abgerolltem, ziemlich grobem Schotter gebildet; die Auflagerungsfläche streicht 8—15 m über der heutigen Talsohle flach aus. Der Schotter enthält verhältnismäßig wenig altkristallines Material, überwiegend solches der Grauwackenzone, insbesondere Porphyroid, aber auch karbonische, bzw. silurische „Grauwackenschiefer“; ferner Konglomerat der Prebichschichten und Werfener Gesteine; auch ein Stück Gabbro, wie er an der Rotsohlschneid ansteht, wurde gefunden. Herkunft aus N steht somit fest. Um so auffallender ist das vollkommene Fehlen jeglichen kalkalpinen Materials! Auch auf der flachen Abdachung, welche gegen den SO-Ausläufer des Lutschau (Punkt 833) emporzieht, findet man einzelne Gerölle; hier auch Kalke, deren Beschaffenheit — leicht, deutlich kristallin — Herkunft aus der Grauwackenzone z. T. wahrscheinlich macht. Wo der Gneis darunter hervor kommt, ist er zunächst wieder stark vergrust und verlehmt; erst von zirka 800 m aufwärts wird er gesund.

Die genannten Schotter sind bei Vacek als Miozän eingetragen; er gibt sogar Kohlenspurens dort an. Petrascheck (1924, S. 28) hat diese angezweifelt und die Schotter für Quartär gehalten. Wenn ich wieder zu der älteren Auffassung zurückkehre, so vor allem wegen der angedeuteten auffälligen Zusammensetzung: es ist undenkbar, daß ein aus der Veitsch stammender Quartärschotter nicht reichlich Kalk enthielte; auch an sekundäre Entkalkung ist nicht zu denken, da solche bei anderen Quartärschottervorkommen des

Mürztales auch nicht eingetreten ist;<sup>1)</sup> zudem ist das kristalline und Grauwackenmaterial meist tadellos frisch, welches doch unter so einschneidenden chemischen Eingriffen zweifellos auch gelitten hätte. Auffällig ist auch die starke Vergrusung der unterliegenden Gneisoberfläche — eine im Mürztal sehr verbreitete, an die Auflagerungsfläche des Tertiärs gebundene Erscheinung. Das Vorkommen von Kohlenflözen möchte ich allerdings auch nicht annehmen und jene alten Funde lieber mit Petrascheck auf eingeschwemmtes Holz zurückführen, das ja im Miozän auch vorkommen kann.

Was mich in der Auffassung als Tertiär noch mehr bestärkt, ist endlich ein weiteres merkwürdiges Vorkommen, das in bezug auf Höhenlage wie auf Entfernung vom Mürztal in meinem Untersuchungsgebiet einzig dasteht. Der Rücken, der vom Punkt 1003 am O-Ende der Mehlstüblberg-Hochfläche gegen SO hinabzieht, weist bei etwa 950 m einen flachen Wiesensattel auf, jenseits dessen eine sanfte Waldkuppe folgt. Auf diesem Sattel liegen nun teils mangelhaft, teils sehr gut gerollte, bis weit über kopfgroße Gerölle umher; und wiederum sind es Werfener Sandsteine und Schiefer, Konglomerat der Prebichlschichten, Grauwackenschiefer und Porphyroid<sup>2)</sup> — aber nicht ein einziges Stück Kalk! Also genau die gleiche merkwürdige Vergesellschaftung wie unten bei Mitterdorf; daß ein näherer Zusammenhang zwischen beiden Vorkommen besteht, ist schon deshalb wahrscheinlich, weil das zweite ungefähr auf dem Zufuhrweg der Gerölle des ersteren gelegen ist. Noch auf einen Umstand muß hier hingewiesen werden, der allenfalls für die Altersdeutung von Belang sein könnte. Das Vorkommen vom Mehlstüblberg ist nämlich anscheinend nur wenig eingesenkt in die alte — vermutlich pliozäne (S. 136) — Oberfläche, welche bei etwa 1000—1200 m Höhe einen großen Teil des Mürztaler Berglandes (S der Kalkalpen) überspannt.

Trotzdem habe ich mich nach langem Schwanken<sup>3)</sup> dafür entschieden, diese Schotter von Mitterdorf und vom Mehlstüblberg nicht mit den mehrfach erwähnten groben Hangendschotter zu vereinigen, sondern in ihnen ein Glied der älteren Miozänfolge zu sehen (Näheres später, S. 132). Maßgebend dafür war mir die Geröllezusammensetzung nicht nur an sich, sondern auch weil sie ganz gleichartig bei Turnau in den Basisschottern wiederkehrt (S. 123). Jeder jüngere Schotter müßte hier, wo Zufuhr des Materials aus N sichersteht, reichlich Trias<sup>4)</sup> führen! Und so möchte ich das erwähnte Zusammentreffen mit der 1100-m-Fläche doch nur für zufällig halten; daß der Schotter auf ihr läge, ist ja nicht sicher zu sehen.

Auch auf der O-Seite der Veitschgrabenmündung findet sich Tertiär. Am Weg zum Holzschneider beobachtet man es sogar anstehend, mit flach

<sup>1)</sup> Das gleiche läßt sich gegen Auslese beim Transport einwenden; zudem hätten dabei in erster Linie die wenig widerstandsfähigen Werfener (und z. T. Grauwacken-) Schiefer verschwinden müssen.

<sup>2)</sup> Die gleichen Gerölle liegen auch in Mengen verschleppt auf den Holzwegen, die von dem Vorkommen in den Veitschgraben südöstlich hinabführen; sie haben mich zu jenem geleitet.

<sup>3)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag ist die Ausscheidung der Schotter eben wegen solcher Zweifel z. T. nach rein petrographischen Gesichtspunkten erfolgt; so sind diese Vorkommen dort gleich bezeichnet wie die Hangendschotter.

<sup>4)</sup> Die ja an vielen anderen Stellen in den Hangendschottern wenigstens sporadisch vorkommt, ohne daß ein nördlicher Zufahrtsweg so unmittelbar gegeben wäre, wie gerade an dieser Stelle!

südlichem Einfallen. Aber seine Zusammensetzung ist eine ganz andere: es sind feine Schotter aus Quarz und Phyllit, bzw. Glimmerschiefer, wechselnd mit feinsandig-tonigen Lagen. Lagenweise werden die Gerölle etwas größer. Vereinzelt finden sich auch kalkalpine: gelb verwitterter (Lias- oder Mürtzaler) Mergel; schwarzer (wohl Gutensteiner) Kalk; ferner Karbonkonglomerat.

#### e) Nördliche Talseite bei Krieglach—Langenwang.

Im Gegensatz zu Petrascheck, der auch in dieser Gegend auf der N-Seite des Mürtztales kein Tertiär kennt, muß ich auch hier die auf sein Vorhandensein bezüglichen älteren Angaben — Vacek, Östreich u. a. — bestätigen.

Insbesondere handelt es sich da um den N Krieglach weit in das Tal vorspringenden Hügel, Punkt 776 (Fig. 3). Derselbe besteht ganz<sup>1)</sup> aus einer Geröllablagerung, die vielfach zu fester Nagelfluh verkittet ist; trotzdem ist es mir nicht gelungen, sie in anstehendem Verband zu beobachten. Kalkalpine Gerölle überwiegen durchaus; doch finden sich häufig einzelne kristalline (Phyllit, Quarzit) dazwischen. Die erstgenannten erreichen etwa Faustgröße; doch herrscht vielfach ausschließlich feineres Material (vielleicht in lagenweisem Wechsel? Sicheres über die Art der Verteilung konnte ich nicht ermitteln).

Gleich N oberhalb vom Weiker ändert sich die Beschaffenheit gründlich: das kalkalpine Material verschwindet (vollkommen, so viel ich feststellen konnte), statt dessen herrscht nun solches der Grauwackenzone, insbesondere graue Sandsteine und schwarzer Schiefer, die am ehesten dem Oberkarbon zu vergleichen sind; sowie Altkristallin der Troiseckserie. Die Grobgnese der Nachbarschaft scheinen ebenfalls zu fehlen. Die Gerölle sind meist stark abgeplattet und mit der Flachseite in die Schichtung eingeregelt; ihr Längsdurchmesser überschreitet kaum 2 cm. Längs des Weges sind anstehende Aufschlüsse häufig; die Schotter wechsellagern mit sandigem Ton, die Schichten fallen 20° und darüber gegen S. Die Geröllegröße nimmt noch ab, die Mächtigkeit der Tonlagen zu — bis auf 1 m zirka — gegen oben, d. h. gegen das Liegende, welches bei der Schnapsbrennerei, zirka 800 m, erreicht ist.

In diesem Profil läßt sich also deutlich ein feiner Basisschotter abtrennen. Und auch gegen O läßt sich dieser noch verfolgen: zunächst östlich von der Mündung des Massinggrabens. Doch sieht man ihn hier gehängeaufwärts auskeilen: oberhalb Punkt 680 legt sich das grobe Konglomerat unmittelbar auf die Kristallinunterlage, auch auf der nächst westlichen Rippe liegt noch ein winziger Rest davon auf Gneis. Neben Lagen aus vorwiegenden Kalkgeröllen finden sich hier auch solche, in denen Semmeringquarzit und Quarzphyllit vorherrschen. Sandstein bildet Zwischenlagen; eine solche läßt nicht weit unter Punkt 680 südliches Einfallen (zirka 30°) erkennen.

Auch an dem Steilraud W Schloß Feistritz ist das feine Basiskonglomerat mit ganz entsprechender Zusammensetzung — schwarze Tonschiefer, Porphyroid, Grauwacken, Glimmerschiefer usw. — feststellbar, aber schlecht abgeschlossen; die Abgrenzung ist hier schematisch.

<sup>1)</sup> Man darf sich da durch die vielfach (namentlich auf den Wegen) starke Überstreuung mit Quarzit- und Grobgneisstücken von z. T. bedeutender Größe nicht täuschen lassen. Stellenweise, z. B. W Weiker, konnte ich genau beobachten, daß sie nur in einer dünnen Schicht obenauf gestreut sind.

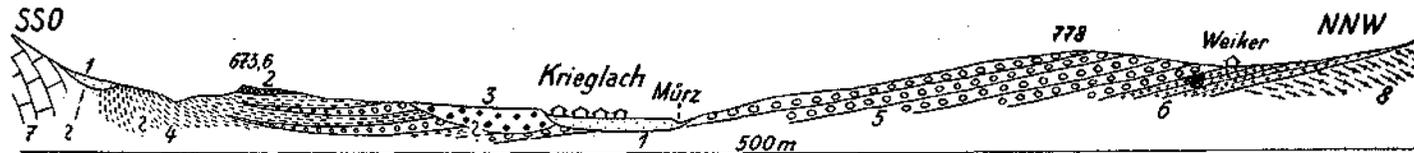


Fig. 3. Profil durch das Tertiär bei Krieglach, zirka 1:21.500

1 Rezenten Schutt, bzw. Mürzalluvium. — 2 Quartäre Breccie. — 3 Grobe Hangendschotter (die diskordante Auflagerung bei ? ist Hypothese!). — 4 Ton, Mergel, Feinsand (die auskeilende Wechsellagerung ist nur schematisch!). — 5 Kalkreiche Schotter (die auskeilende Wechsellagerung ist nur schematisch!). — 6 Feine Basisschotter des Miozäns. — 7 Semmeringtrias. — 8 Grobgnais.

NB. Die steile Aufbiegung am S-Rande des Tertiärs und die Aufschubung der Semmeringtrias ist hypothetisch!

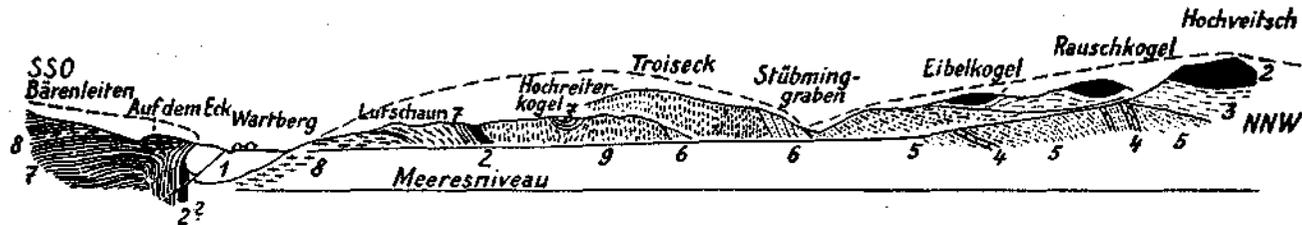


Fig. 4. Profil Mürztal—Hochveitsch, zirka 1:100.000.

1 Miozän. — 2 Triaskalke (Kalkalpen und Semmeringserie; bei ? hypothetisch!). — 3 Werfener Schichten. — 4 Erzführender Kalk, Grauwackenzone, Obere Serie. — 5 Schiefer, Grauwacken, Porphyroid, Grauwackenzone, Obere Serie. — 6 Rannachkonglomerat bis Oberkarbon, Grauwackenzone, Tiefere Serie. — 7 Quarzphyllit (NB. Die Diskordanz am Hochreiterkogel ist nicht sichtbar!). — 8 Mürztaler Grobgnais. — 9 Altkristallin des Troiseckzuges.

Die gestrichelte Linie deutet die ungefähre heutige Lage der Oberfläche zur Zeit des Beginnes der Sedimentation des Mürztaler Miozäns an.

Weiter O, gegen Schloß Hohenwang, am Feistritzberg, konnte ich nur noch die größeren Schotter mit — hier allerdings zurücktretenden — kalkalpinen Geröllen (u. a. ein dunkelroter Kalk mit Spatsplittern, wohl Lias) finden; überwiegend sind hier Semmeringmarmor, -Rauhwaacke, -Quarzit sowie -Quarzphyllit; auch Gesteine der Grauwackenzone (?Karbonkonglomerat und -sandstein) finden sich, wenn auch selten. Gerölle bis über faustgroß, dazwischen feinere Lagen sowie Sandstein. An einer Stelle ist horizontale Lagerung feststellbar. Bei 740 m liegt das Tertiär der stark verwitterten und verlehnten Oberfläche des Kristallinuntergrundes auf.

Ein letzter kleiner Rest von Schotter, ebenfalls mit kalkalpinen Geröllen, liegt noch unmittelbar über Schloß Hohenwang.

### f) Südliche Talseite bei Krieglach—Langenwang.

S und O Krieglach erreicht das Mürztaler Tertiär das Maximum seiner Ausdehnung; die Breite des von ihm eingenommenen, sanftgeneigten Geländes beträgt hier 1—1½ km. Leider steht die Güte der Aufschlüsse zu dieser flächenhaften Ausdehnung in keinem Verhältnis: gerade hier lassen sie viel zu wünschen übrig, und ich konnte ihnen nicht die unter solchen Umständen erforderliche Zeit widmen, so daß manche Fragen offen bleiben.

Zunächst treffen wir in den tiefen Einschnitten der Wege beiderseits des Krieglacher Friedhofes die bereits bekannten groben Kristallinschotter wieder: massenweise wittern ihre Gerölle — Phyllit, Quarz — aus den Böschungen aus, aber nirgends war es möglich, einen zuverlässigen Anhaltspunkt bezüglich der Lagerung zu finden. Sie scheinen die ganze flache Platte bis zum Freßnitzgraben im wesentlichen aufzubauen; erst im S, wo die Gerölle verschwinden, dürften die Mergel darunter zutage kommen. Aufgeschlossen sind sie erst in dem Graben O vom Friedhof; aber auch hier mangelhaft. Beiderseits dieses Grabens kommt nun als Krönung der einschließenden Rücken ein neues Element hinzu: eine Platte stark verfestigten Kalkschuttes von vorwiegend eckiger Beschaffenheit. Das Material ist Semmeringmarmor und Dolomit, von dem S aufragenden Gölkberg; die Trümmgröße meist gering, doch auch bis über faustgroß; Bindemittel kalkig. Die Breccie ist schichtungslös; ihre Auflagerungsfläche fällt mit dem Gehänge gegen das Mürztal, im N flach, im S steiler (bis 30°); ihre Mächtigkeit erreicht einige Meter. Das ist zweifellos eine quartäre Breccie, wie solche aus den Kalkalpen vom Wettersteingebirge bis zum Schneeberg an zahllosen Stellen bekannt sind, wie sie hier und im folgenden nun von einer Reihe von Punkten auch aus dem Bereiche der Semmeringtrias erwähnt werden. Eine genauere Altersbestimmung ist nicht möglich, außer durch Analogieschluß; und dieser führt darauf, daß wir hier ebenso wie in den Kalkalpen am wahrscheinlichsten eine Bildung der „großen“ (Mindel-Riß-) Interglazialzeit vor uns haben. S der Breccienvorkommen ist in einem der westlichen Zweiggräben des Höllgrabens ein ganz verfallener Stollen zu sehen. Es entzieht sich meiner Kenntnis, ob das nur ein Schurifstollen ist oder ob auch hier einmal Kohle ausgebeutet wurde; nach der Situation, hart an der Grenze gegen die anstehende Semmeringtrias des Gölkberges, wäre das nicht unmöglich.

Im Liegenden jener Breccienplatte stellen sich nun gegen O zu Schotter ein, mit gegen O anscheinend zunehmender Geröllegröße, man hat den Eindruck, daß sie die obengenannten Tone usw. stratigraphisch ersetzen. Ein

klarer Aufschluß, der dies sicherstellen würde, ist freilich nicht vorhanden. Die Gerölle sind hier größtenteils Kalk, von dem jedoch eine bedeutende Menge sicher der Semmeringtrias entstammt; immerhin scheint auch kalkalpines Material vertreten; außerdem Semmeringquarzit und Quarzphyllit. Die Lagerung ist, soweit sichtbar (z. B. Kiesgrube an dem Weg NNW vom Höllbauer), hier überall außerordentlich flach.

Auf der W-Seite des unteren Treibachgrabens wurde im Herbst 1935 an einer Straße gebaut, welche verschiedentlich gute Aufschlüsse geschaffen hatte; leider jedoch waren sie auch hier nicht zusammenhängend genug, um ein klares Bild zu liefern. Im N lagen wieder die uns wohlbekannteren Schotter aus z. T. riesigen Quarzphyllit- und Quarzgeröllen; dann aber folgte ein Wechsel von feinem Sand mit Geröllelagen (kalkführend; nicht über hühnereibis faustgroß) in zirka  $\frac{1}{2}$  m mächtigen, nahe horizontalen Schichten. Man möchte zwischen beiden Gliedern eine diskordante Anlagerung (oder auch eine Störung) vermuten; zu sehen war davon jedoch bei meiner Anwesenheit nichts. Weiter aufwärts folgten wieder die groben kristallinen Schotter; während die Höhe des Rückens beim Lenzbauer die zuvor erwähnten kalkreichen Schotter bilden. Hier ist Klarheit wohl nur von künftigen, künstlichen Aufschlüssen zu erhoffen; am ehesten möchte ich glauben, daß die groben Kristallinschotter in ein unregelmäßiges Relief eingelagert sind, doch wären auch Verwerfungen nicht unmöglich.

Auf der O-Seite des Treibachgrabens ist es ähnlich: zunächst am Mürztal Schotter mit kalkalpinem Material, welcher östlich der Kurzen Illach bis an den Quarzphyllit des Untergrundes reicht; dort in dem tiefen bewaldeten Einschnitt O vom Illachbauer fand ich neben Geröllen indifferenten Triaskalke auch ein solches von konglomeratischem Orbitoidenkalk der Gosau, genau wie er bei Krampen z. B. ansteht. W der Kurzen Illach aber trifft man um den Drahtbauer und S von dort wieder ausschließlich z. T. riesige Quarz- und Phyllitgerölle — offenbar eine aufgelagerte Partie des Hangend-schotters. Noch weiter S, kurz vor der scharfen Biegung der Kurzen Illach, bildet das Miozän eine gegen O in die ältere Unterlage eingreifende Bucht (Petrascheck, 1924, S. 29, und Abb. 85): offenbar eine Teilsynklinale. In ihrem N-Flügel befindet sich das früher ausgebeutete Kohlenflöz,  $35^{\circ}$  S fallend (Miller v. Hauenfels, 1859, S. 54). Man ersieht daraus, daß hier wieder tiefe Schichten des Miozäns zutage treten; tatsächlich beobachtet man an verschiedenen künstlichen Aufschlüssen und Pingen über den alten Stollen nur grauen Ton und feinen Sand mit Einlagerungen ganz feiner Schotter (Gerölle: Phyllit, Quarz, Porphyroid, Grauwackenschiefer). Doch ist die Abgrenzung gegen die von N hereingreifenden kalkreichen Schotter keineswegs scharf (auf Blatt Mürzzuschlag schematisch!). Wenig N des tiefsten, zum Treibachgraben hinüberführenden Sattels (O Urbanbauer) bietet eine Sandgrube einen guten Aufschluß; die Schichten fallen hier zirka  $50^{\circ}$  S.

Aus der Kohlengrube an der Kurzen Illach gibt Stur (1871, S. 581) die folgenden Fossilien an:

*Achatina porrecta* Goh.,

*Planorbis pseudoammonius* Voltz.

Beiderseits der Langen Illach treffen wir wieder eine 3—4 m mächtige Platte quartärer Kalkbreccie dem Tertiär aufgelagert. Sie enthält wieder

weit vorwiegend weiße und graue Marmore, auch Dolomit der Semmeringserie, seltener Quarzphyllit, noch seltener Semmeringquarzit. Kaum über 5% des Materials sind stärker gerundet. Das liegende Tertiär enthält zunächst noch kalkalpine Schotter, z. T. zu Nagelfluh verfestigt, meist aber viel weniger verbunden als die Quartärbreccie. Bestimmt werden konnten Gerölle von Gutensteiner Dolomit, hellem, feinkristallinem Wettersteinkalk, grauem und bräunlichem dichtem (Wetterstein- oder Haupt-) Dolomit, dunkelrotem Spatkalk (Lias), bräunlich verwittertem Mergelkalk (Lias?), grauweißem und rötlichem Aptychen- (oder Hallstätter?) Kalk, dunkelrotem Hornsteinkalk (Ob. Jura), grobem Sandstein (Gosau?); ganz untergeordnet auch Semmeringmarmor. Weiter gegen O aber, auf den aufschlußarmen Wiesengehängen S Langenwang, findet man nur noch so spärlich Gerölle, daß man wohl wieder die Tone usw. der tiefen Lagen hier annehmen muß. Am Wege vom Puchrieser-Wirtsbaus zur Ruine Hochschloß steht nicht weit von der S-Grenze des Tertiärs Sandstein an, senkrecht mit ONO-Streichen. Der S-Schenkel der Mulde ist also auch hier senkrecht aufgebogen.

Auf dem flachen Rücken zwischen Langenwang und der Pretulgrabenmündung endlich legt sich wieder der grobe Hangendschotter auf, bestehend wesentlich aus Quarzphyllit, seltener Grobgnais; auch ein schwarzes Lyditgerölle wurde gefunden; Kalk fehlt durchaus. Die hier meist flach abgeplatteten und gut gerollten, oft 2—3 dm langen Gerölle lassen in den Wegeinschnitten stellenweise fast horizontale Lagerung erkennen, wenigstens im nördlichen Teil des Gehänges; im südlichen sind die Aufschlüsse schlecht, doch scheint dieser Schotter auch hier über die ganze Breite der Tertiärmulde, vielleicht bis aufs Grundgebirge überzugreifen.

#### g) Umgebung von Mürzzuschlag; Fröschnitzgraben.

Vom Pretulgraben aufwärts verarmt das Tertiär; es finden sich nur noch die groben Hangendschotter. Ja, es ist z. T. nicht einmal sicher, ob solche vorliegen oder Quartär, dessen Schotter vielfach auch keine wesentlich andere Zusammensetzung zeigen könnten; ohne Kenntnis der Hangendschotter vom Wartbergkogel usw. und von St. Kathrein (vgl. u.) würde ich es kaum gewagt haben, hier solche zu kartieren. Ob irgendwo darunter noch tiefere Schichten des Miozäns — etwa gar mit Kohlenflözen — anstehen, ist ungewiß, mindestens von Mürzzuschlag aufwärts aber sehr unwahrscheinlich.

Auf dem Gehänge zwischen Pretul- und Ganzgraben sind die Schotter verhältnismäßig reich an kalkalpinen Gesteinen. Sie liegen hier ziemlich sicher am SO-Rand auf Quarzphyllit, bzw. Semmeringserie, wie aus dem Grenzverlauf zu ersehen. Oberhalb Guttenbrunn werden sie auch wieder von einer Platte quartärer Breccie bedeckt. (Anschließend sei kurz erwähnt das größte überhaupt bekanntgewordene Vorkommen solcher Breccie im Bereiche der Semmeringmarmore: am S-Abhang des Bärenkogels. Die Breccie bedeckt dort eine Fläche von über 600 m Länge und bis fast 600 m Breite.) Aber auch gegen das Tal sind quartäre Bildungen vorgelagert: eine flache Terrasse, die längs ihrer ganzen Erstreckung mit nur wenige Meter hohem, aber oft (z. B. bei Guttenbrunn) sehr auffälligem Steilrand gegen den rezenten Talboden absetzt. Aufschlüsse, welche ihre Zusammensetzung zu studieren gestatten würden, habe ich nicht darin gefunden; es kann aber kaum einem Zweifel unterliegen, daß sie aus quartärem Schotter besteht, u. zw. wohl

aus jungquartärem, wegen der geringen Höhenlage. Man möchte vermuten, daß sie dem entspricht, was anderwärts als Niederterrasse bekannt ist.

Diese Terrasse setzt auch N vom Ganzstein wieder fort; ein großer Teil von Mürzzuschlag ist auf ihr erbaut — der Steilabfall unter der Straße zum Semmering bezeichnet ihren Rand. Oberhalb dieser Straße aber ist ein anderer Steilabfall der nur z. T. von älterem Gestein (Rauhwaacke), z. T. aber von unseren Kristallinschottern gebildet wird. Man hat hier unbedingt den Eindruck, daß sie dem Grundgebirge unmittelbar auflagern; in einem tiefen Wegeinschnitt über dem O-Ende der Stadt, wo Quarzit darunter zutage tritt, glaubt man das sogar unmittelbar zu sehen. Andererseits ist die Abgrenzung gegen das ältere Gebirge so kompliziert (vgl. Blatt Mürzzuschlag), daß es schwerfällt, darin bloß die Wirkung von Unregelmäßigkeiten der Auflagerungsfläche zu erblicken. Mindestens in einem Fall scheint mir die Annahme einer Verwerfung sehr wahrscheinlich: gegenüber der Trias des Waldkogels; es wäre sonst schwer einzusehen, weshalb der Schotter NW von diesem bis in die Tiefe des Grabens hinabreicht. Die Zusammensetzung ist hier überall die gleiche: vorwiegend Quarzphyllit, ebenfalls sehr reichlich rotbraun angewitterter (Rittiser) Quarzit; verhältnismäßig untergeordnet Grobgnais; andere Gesteine nur vereinzelt (z. B. Amphibolit am Gehänge S Mürzzuschlag). Die Größe ist oft sehr bedeutend; besonders kann der Quarzit meterlange Riesenblöcke bilden. Von diesen — die z. T. nur kantengerundet sind — abgesehen, ist die Abrollung meist gut. Gut zu studieren ist der Schotter z. B. bei den Tennisplätzen im Walde N vom Eingang in den Graben zwischen Waldkogel und Ganzstein, besonders aber in den tiefen Gruben östlich Mürzzuschlag, W vom Auersbachgraben. Allerdings sind diese alten künstlichen Aufschlüsse leider jetzt wieder so verwachsen, daß sie über die Lagerungsverhältnisse nichts mehr ermitteln lassen.

Mit ganz gleichen Eigenschaften setzen diese Schotter über den Auersbach- und Steinbachgraben hinaus fort. Auf der W-Seite des letzteren bedecken sie die kilometerbreite, sanftgeneigte Waldfläche S Edlach. Sie scheinen dort der ebenfalls sanftgeformten Fläche aufzulagern, die den Rücken zwischen den beiden Gräben bildet und sich in noch bedeutend größerer Ausdehnung zwischen Auersbach- und Ganzgraben fortsetzt; nur die aus Kalken des Semmeringmesozoikums bestehenden Kuppen: Ganzstein, Waldkogel, Punkt 895, Schallerkogel sowie die auf der Karte namenlose O überm Anderlbauer ragen darüber auf. Daß es sich hier um eine altgeformte Fläche handelt, scheint hervorzugehen aus ihrer außerordentlichen Aufschlußarmut sowie der mancherorts (Gräben im Walde S Waldkogel!) zu beobachtenden tiefgründigen Verwitterung; die erwähnten Kalkkuppen sind dann wohl als Härtlinge aufzufassen (im Falle des Ganzsteins ist vielleicht auch Heraushebung an einer jungen Verwerfung möglich; s. u.!).

Übergangen wurden bisher die groben Schotter, welche die NO-Seite des Ganzgrabens auf etwa  $1\frac{1}{2}$  km Erstreckung bedecken. Sie schließen sich ihrer Zusammensetzung nach mehr den mürzabwärts gegen Langenwang (s. o.) folgenden an, denn sie enthalten sicher kalkalpines Material: neben indifferenten Kalken schwarzen Hornstein (aus Mürztaler oder Reifflinger Kalk; weniger wahrscheinlich Lias). Sie bilden eine große, flache Terrasse<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Nicht Aufschüttungs-, sondern Erosionsterrasse?

bei etwa 700 m; doch liegen einzelne Kalk- und kristalline Gerölle auch noch auf dem steileren Gehänge W Haunzwickel, welches jene von der obengenannten alten Oberfläche scheidet. In diese erscheinen unsere Schotter eingesenkt und man möchte sie somit für jünger halten; oder man muß zu dem Ausweg von Verwerfungen greifen. Letztere Annahme ist nicht sehr verlockend, abgesehen vielleicht von einer zirka O—W streichenden Verwerfung am S-Rande des Ganzsteins, für deren Fortsetzung auch jenseits des Mürztales Anhaltspunkte vorliegen. Aber auch ein jüngerer Alter gegenüber der obigen alten Oberfläche und den darauffliegenden Kristallinschottern erweckt Bedenken: es könnte sich dann wohl nur um quartäre Schotter der Mürz handeln, und daß solche in einen südlichen Seitengraben etwa 2 km weit eingeschwenkt wären, ist kaum anzunehmen. So muß die Frage der Stellung dieses Schottervorkommens noch ungeklärt bleiben als manche andere.<sup>1)</sup> Wahrscheinlich quartär sind dagegen Schotter, welche auf der SW-Seite des Auersbachgrabens (bei auf der Karte unbenanntem Hof SW gegenüber vom Schallerkogel; zirka 765 m) dem Gehänge angelagert zu sein scheinen.

Das Tertiär, das Vacek NO von Mürzzuschlag angibt, scheint mir nicht zu existieren; die dortigen Äcker liegen auf rezentem Schutt. Am Fuße des Gehänges aber ziehen sich zwei Schotterterrassen längs der Mürz nach N: eine tiefere, auf der die Straße nach Kapellen verläuft, wohl entsprechend der oben von der südlichen Talseite erwähnten; und eine höhere am Rande der Äcker über die Straße, von der tieferen durch einige Meter Steilabfall in anstehendem Gestein getrennt; sie wird von dem genannten rezenten Schutt überdeckt. Flußgerölle wurden auf beiden Terrassen gefunden; beide dürften quartären Alters sein.

Weiter aufwärts im Fröschnitzgraben finden sich noch mehrere Schotterreste. Sicher identisch mit den Kristallinschottern der S-Seite scheint ein kleines Vorkommen N Edlach (Aufschlüsse am Weg zum Petzelbauer) zu sein. Gleiches gilt von den mächtigen Schottern zu beiden Seiten der Wallersbachmündung. Auf deren W-Seite sind sie am Weg gut aufgeschlossen: Phyllitgerölle, z. T. weit über kopfgroß, überwiegen auch hier; Kalk (der Semmeringtrias?) nur untergeordnet. Wo er reichlicher vorhanden, herrscht starke Verkittung; sonst lockere Einbettung in Lehm. Schichtung ist unvollkommen, soweit sichtbar nahe horizontal. Auch die Schotter bei Spital möchte man noch hier anschließen: sie liegen zu beiden Seiten der Kaltenbachmündung und bestehen vorwiegend aus Quarzphyllit in Blöcken bis  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser. Grobgnais, Amphiholit, Semmeringmarmor treten zurück. Vereinzelt fand sich ein Stück dunkelroten Kalkes (Herkunft?). Fast alles ist gut gerollt. Besonders auf der W-Seite des Kaltenbachs fiel mir auf, daß dort, wo die Gerölle zu Ende geben, der Phyllituntergrund zunächst noch zirka 100 m aufwärts, bis gegen 900 m, ungemein tiefgründig zu gelbem Lehm zersetzt ist; vielleicht liegt auch hier die alte Auflagerungsfläche des Schotters vor. Talabwärts ist der Schotter etwa kilometerweit verfolgbar; dort fand sich ein unzweifelhaftes Gerölle des Wechselhüllschiefers aus dem Fröschnitzgraben.

Kann man diese somit noch mit einiger Sicherheit den Hangendschottern des Mürztaler Tertiärs gleichsetzen, so wird das bei den folgenden kleinen

<sup>1)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag sind sie demgemäß mit allem Vorbehalt als Miozän kartiert!

Resten immer problematischer. Solche finden sich auf dem S-Gehänge über Jauern und bei Steinhaus östlich der Fröschnitzgrabenmündung — auf Terrassen aufgelagert, was den Verdacht erweckt, daß sie bereits dem Quartär angehören.<sup>1)</sup> Auch von einem weiteren kleinen Vorkommen W von der Mündung des Dürrgrabens würde dies gelten; doch ist hier der Geröllebestand so merkwürdig, daß man ihn unmöglich ganz aus dem heutigen Einzugsgebiet des Fröschnitzgrabens ableiten kann. Ich notierte: Porphyroid (vom Blassenecktypus!) reichlich, bis über kopfgroß; ferner Semmeringquarzit, verschiedene Kalke und Dolomite (der Semmeringtrias?), dunkle Schiefer und Sandsteine (am ehesten Karbon!), Quarzkonglomerat mit dunklem Bindemittel (wahrscheinlich Karbon!), vereinzelt auch altkristalliner Amphibolit. Die Porphyroid- und ?-Karbongerölle weisen auf Herkunft aus der Grauwackenzone, d. h. wohl aus der Gegend O vom Kreuzberg, über den Semmeringp.a.B. Dies setzt aber eine von der heutigen so verschiedene Bodengestaltung voraus, daß man den fraglichen Schotterest<sup>2)</sup> wohl lieber noch im Tertiär unterbringen wird als im Quartär; wir stellen ihn also — mit einigem Vorbehalt — zu unseren Hangendschottern.

## 2. Das Tertiär von Ratten—St. Kathrein.

### a) Die Kathreiner Mulde.

Geschichtliches. Die ersten Nachrichten über diese Vorkommen gehen anscheinend zurück auf Unger, der bereits 1847 Pflanzenreste von St. Kathrein beschrieb. Auf Sturs Übersichtskarte ist das Tertiär in etwas verzerrter Ausdehnung eingetragen. Ungefähr gleichzeitig erwähnt Miller v. Hauenfels (1864, S. 243) den Braunkohlenbergbau des Kranawettkogels.<sup>3)</sup> Dieses kleine Vorkommen ist das einzige dieser Gegend, das Vacek auf seiner Manuskriptkarte zeichnet und in seiner Mitteilung über das Semmeringgebiet (1888, S. 71) ganz kurz erwähnt. Erst die Aufschließung des wesentlich bedeutenderen Kohlenvorkommens der Kathreiner Mulde in den ersten Nachkriegsjahren gab Anlaß zu eingehenderer Beschäftigung mit diesem Tertiär: Stiny (1922) zeigte dessen tatsächliche Ausdehnung — die in einer Reihe kleiner Relikte<sup>4)</sup> noch über den Rand von Blatt Mürtzuschlag hinausgeht — und wies auf die Beziehungen zum Gebirgsbau hin; P. Duschnitz (1923) beschreibt die Kohlenvorkommen, von denen er die ersten Profile gab. Die bisher eingehendste Beschreibung derselben und des sie beherbergenden Tertiärs verdanken wir auch hier Petrascheck (1924, S. 31 f. und kurz — aber z. T. verbessert — 1937), während E. Hofmann (1926) die reiche Flora bearbeitete. Die Arbeit von Figge (1930) bringt über das Tertiär nichts Neues. Kürzlich gab noch Schwinner (1935) einige Angaben über die Hangendschotter; dazu vgl. u. Über eine Begehung durch Winkler vor einigen Jahren ist nur eine ganz kurze Bemerkung (1936) veröffentlicht.

Meine Beobachtungen stimmen im wesentlichen mit den Angaben von Petrascheck überein. Die Mulde reicht von der SW-Seite des Grabens, der vom „Roten Kreuz“ (an der Wasserscheide gegen das Mürtztal) herahkommt, bis zum Nießnitzbach. Ihre Oberfläche wird größtenteils von den groben

<sup>1)</sup> Vgl. schon ähnliche Zweifel bei Östreich (1899, S. 194).

<sup>2)</sup> Es ist sehr bedauerlich, daß seine Datierung auf anderem Wege bisher nicht möglich ist; würde daraus doch umgekehrt der Zeitpunkt der Anzapfung des Semmerings von O zu ersehen sein.

<sup>3)</sup> Nach Petrascheck (1924, S. 33, Abb. 92) der höchstgelegene Braunkohlenbergbau Europas, heute ist er eingestellt.

<sup>4)</sup> Wegen dieser — die ich nicht untersucht habe — sei auf die angeführte Mitteilung Stinys verwiesen.

Schottern eingenommen, wie wir sie aus dem Mürztal kennen: Gerölle von Quarzphyllit, Grobgneis, sehr untergeordnet feiner Granitgneis, ferner reichlich Rittiser und hier ebenfalls häufig alle möglichen Varietäten von Semmeringquarzit, meist gut gerollt; die größten, die ich gesehen, erreichten zirka  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser, doch sollen in den Grubenaufschlüssen auch über kubikmetergroße Blöcke vorgekommen sein. Die tiefere Abteilung des Tertiärs besteht aus Quarzsanden, Tonen und bituminösen Schiefen mit Kohlenflözen nahe der Basis. An der Oberfläche kommt sie nur wenig und nur in Gestalt von tonigem Boden zur Beobachtung: Im W-Zipfel der Mulde, W von den Schächten des Bergwerkes; als schmaler Streifen am N-Rand beim Hauer; ebenso am S-Rand östlich von Gschwender Bach, aber auch in diesem selbst unter den Hangendschotter eingreifend; endlich wohl auch im S-Teil des O-Randes am Nießnitzbach. Zu sehen ist hier allerdings nichts als aufschlußlose Sumpfwiesen, die mit Sicherheit auf undurchlässigen Untergrund hindeuten.

Im S-Flügel der Mulde greift der Hangendschotter auf den Gneis über (Petrascheck); genauer gesprochen in dessen Abschnitt W vom Gschwender Bach. Ein gleiches scheint mir aber auch im östlichen Teil des N-Randes der Fall zu sein; wenigstens reichen hier die Schotter bis fast Punkt 1079 unterm Kaiserbauer hinauf, wo sie unmittelbar von Gneis unterlagert zu sein scheinen; und der stark gegen N ausgelegene Verlauf der Grenze im Kartenbild spricht nicht für eine Verwerfung (wie sie im W-Teil des N-Randes vorhanden ist). Zudem werden wir unten die Schotter im Nießnitzbach im unmittelbaren Kontakt mit dem kristallinen Untergrund treffen. Auch nach Petrascheck ergibt sich eine Diskordanz an der Basis des Hangendschotters indirekt aus der Zusammenstellung der Bohr- und Schurfergebnisse.<sup>1)</sup>

Die Kohle tritt im Bereich der Kathreiner Mulde nirgends zutage. Sie bildet ein bis 15 m mächtiges Grundflöz; stellenweise liegen noch weitere Flöze darüber. Wegen Einzelheiten vgl. Petrascheck.

In der Kohle fand E. Hofmann *Pinus* sp. und reichlich unbestimmbare Farne. In den hituminösen Hangendschiefern bestimmte sie:

<i>Picea</i> sp.	<i>Sapindus</i> cf. <i>saponaria</i>
<i>Abies</i> sp.	<i>Ilex</i> cf. <i>cornuta</i>
<i>Pinus</i> sp.	<i>Symplocos</i> cf. <i>laurifolius</i>
<i>Sequoia</i> sp.	<i>Bumelia</i> cf. <i>lycoides</i>
<i>Taxodium</i> sp.	<i>Plumeria</i> cf. <i>mucronata</i>
<i>Quercus</i> cf. <i>ilex</i>	<i>Ligustrum</i> cf. <i>Kellerianum</i>
<i>Quercus</i> cf. <i>suber</i>	<i>Viburnum</i> cf. <i>rugosum</i>
<i>Castanea</i> cf. <i>sativa</i>	<i>Laurus</i> sp.
<i>Ficus</i> cf. <i>australis</i>	<i>Acer</i> sp.
<i>Ficus</i> cf. <i>salicifolia</i>	<i>Potamogeton</i> sp.

Ferner gibt F. Unger an: Zapfen einer Kiefer (*Pinites Hampeana* Göpp.) sowie Blätter von *Salix*, *Fagus* und *Ulmus*.

<sup>1)</sup> Schwinner (1935, S. 98) läßt die Blockschotter eine „ausgeglichene Aufschüttungsterrasse“ bilden. Davon konnte ich nichts bemerken; mir ist eher aufgefallen, wie wenig sich eigentlich dieses Miozänvorkommen in der Oberflächengestaltung bemerklich macht. Die Beobachtung der Schotter in tiefen Grubenaufschlüssen ebenso wie die Verzahnung mit dem Untergrund am Nießnitzbach (vgl. u. 1) zeigt aber deutlich, daß dieselben tektonisch eingefaltet und eingekilt sind und nicht etwa nur eine oberflächlich aufgelagerte Terrasse bilden.

Eine sichere Speziesbestimmung ist leider bisher nicht möglich. Immerhin läßt sich (nach E. Hofmann) einerseits eine sehr weitgehende Übereinstimmung mit der von C. v. Ettinghausen beschriebenen Flora von Leoben feststellen, andererseits der wärmeliebende Charakter der Flora, die mit Ausnahme einiger indifferenter Gattungen nur mit rezenten Formen aus mediterranen bis tropischen Klimaten Vergleiche zuläßt. Bemerkenswert ist auch E. Hofmanns Feststellung, daß die Flora, welche die Kohle bildete, eine ganz andere war als die in den begleitenden Schieferen überlieferte.

Außerdem fand E. Hofmann noch folgende Süßwasserdiatomeen:

<i>Cyclotella chaetoceras</i>	<i>Nitzschia parvula</i>
<i>Cyclotella Kutzingiana</i>	<i>Tetracyclus lacustris</i>
<i>Cymbella parva</i>	<i>Tetracyclus rupestris</i>
<i>Cymbella tumida</i>	<i>Grammatophora</i> sp.
<i>Cymbella aspera</i>	

In tektonischer Hinsicht kann ich der Beschreibung Petraschecks (vgl. Profile, 1924, und — teilweise verbessert — 1937) nicht viel hinzufügen.

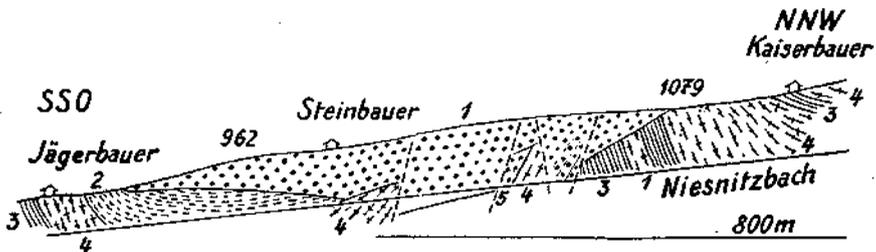


Fig. 5. Profil durch das Ostende der Kathreiner Mulde am Niesnitzbach, zirka 1:16.000

- |                         |          |                       |
|-------------------------|----------|-----------------------|
| 1 Grobe Hangendschotter | } Miozän | 4 Grobgneis           |
| 2 Ton usw.              |          | 5 Feiner Granitgneis. |
| 3 Phyllit               |          |                       |

NB. Die gezeichneten Neigungswinkel der Miozäntone sowie der Dislokationen sind weitgehend hypothetisch!

Der NW-Rand des Tertiärs wird von einer mäßig steil SO fallenden Verwerfung gebildet — wenigstens in der W-Hälfte der Mulde; wenn sie in deren O-Hälfte auch noch vorhanden ist, dürfte sie innerhalb der Hangendschotter austreichen. Eine andere Störung wurde in Grubenaufschlüssen angetroffen: eine steile Aufschubung von S nach N; doch ist ihr Betrag viel geringer. Eine Querverwerfung hat den S-Rand längs des Grabens N St. Kathrein betroffen, auf dessen W-Seite der Gneis zutage tritt, während auf der O-Seite das Tertiär um zirka 250 m weiter nach S reicht; etwas Ähnliches scheint beim Gschwender Bach der Fall zu sein. Dagegen kann ich den auffallenden Haken, den Petrascheck in der NW-Begrenzung des Tertiärs beim Hauer zeichnet, nicht bestätigen; das Gehöft Hauer schien mir vielmehr noch auf miozänem Ton zu stehen.

Neu sind die Beobachtungen über die O-Abgrenzung der Tertiärmulde. Während in deren S-Hälfte, bis NW vom Haber, die Aufschlüsse sehr schlecht sind, bietet weiter N der Niesnitzbach ein ziemlich gutes Profil (Abb. 5). Man sieht hier zweimal zwischen Aufbrüchen des kristallinen Untergrundes die groben Hangendschotter fast an den Bach herabkommen, wobei allerdings

fraglich bleibt, inwieweit da nachträgliche Verrutschung mitgewirkt hat. Ausgeschlossen scheint mir dies bei dem dritten, obersten Schottervorkommen, einem Anriß, der sogar Andeutungen steil S fallender Schichtung erkennen läßt. Der Kontakt gegen das beiderseits einschließende Kristallin ist nicht sichtbar, kann aber nicht fern sein; er ist wohl sicher tektonisch. Die südliche, im Profil gezeichnete Störung ist wohl die streichende Fortsetzung der von Petrascheck beobachteten; sie wurde deshalb auch hier als Überschiebung gezeichnet, obwohl dies an der Oberfläche nicht zu sehen ist.

An der nördlichen Stelle überschreitet vielleicht noch das Tertiär ein wenig den Nießnitzbach. Sonst ist dies nirgends der Fall; mit der Mulde N des Kranawettkogels besteht keine Verbindung — ein Ergebnis, zu dem auch die früheren Beobachter größtenteils kommen. Im Gegenteil hat die Detailaufnahme hier das Ergebnis geliefert, daß die Trennung durch ein System von Querbrüchen bedingt ist; wenn sich dieselben auch größtenteils der mangelhaften Aufschlüsse halber nicht sehr genau festlegen lassen.

Der bedeutendste derselben streicht etwa NNO über das W-Gehänge von Punkt 983 (W Grobgneis, O Phyllit — beide nahe O—W streichend), setzt dann über den Sattel N Punkt 983 und folgt weiter ungefähr dem Kogelbach (auch hier W Grobgneis — längs des Baches meist mit steiler Stellung anstehend, O Phyllit). Ein zweiter Bruch zweigt etwa beim genannten Sattel ab und folgt mit NNW-Streichen dem Gehänge O über dem Nießnitzbach (hier passen die Phyllit- und Gneisareale zu beiden Seiten gar nicht zusammen). Der Effekt dieser Brüche scheint eine kräftige Heraushebung des keilförmigen Zwischenstückes zu sein, verbunden mit Vorschub des O-Flügels gegen N. Andere Brüche sind weniger bedeutend und weniger sicher; mit Ausnahme eines solchen im unteren Kogelbach zwischen Punkt 983 und Feiner Kogel, welcher jedoch zum Tertiär in keine Beziehung tritt.

### b) Die Mulde N des Kranawettkogels

ist weit weniger ausgedehnt. Wahrscheinlich wird sie gegen W durch den oben erwähnten, längs des Kogelbaches heraufziehenden Bruch abgeschnitten,<sup>1)</sup> während sie gegen O am Klaffenbach aushebt: hier ist bereits überall der Phyllit nachweisbar. Im übrigen ist heute, da die alten Stollen und Tagbaue verstürzt sind, hier nicht mehr viel zu beobachten. Die Kohle tritt heute nirgends mehr zutage; aber auch die groben Hangendschotter, welche nach Duschnitz bereits wenige Meter über der Kohle beginnen sollen, konnte ich nicht feststellen (vielleicht liegt da eine Täuschung durch rezenten Schutt vor?). Einzig der lehmige Boden gibt hier Anhaltspunkte über die Ausdehnung des Tertiärs.

Winkler, der den Bergbau am Kranawettkogel noch besichtigen konnte, weist kurz auf Schuppungen innerhalb der Kohle hin (1936, S. 371). Genauere Angaben darüber liegen bisher nicht vor.

### 3. Turnau—Stühminggraben.

Hier handelt es sich nur um den letzten, östlichsten Ausläufer des Aflenzner Tertiärgebiets, das sich zur Hauptsache auf dem Nachbarblatte Eisenerz—Wildalpen—Aflenz befindet. Wegen dieses vgl. Spengler, 1926, a und b, dort auch ältere Literatur.

<sup>1)</sup> Unmittelbar zu sehen ist er allerdings nicht; die Aufschlüsse sind hier — auf den Flächen W vom alten Tagbau — sehr mangelhaft.

Historisches. Über die Schotter S Turnau berichtete zuerst v. Morlot (1850, S. 107). Vacek gibt die Ausdehnung des Tertiärs auf seiner Manuskriptkarte etwas größer an; als tatsächlich nachzuweisen. Interessant ist die Angabe Östreichs (1899, S. 193—194), daß noch knapp W unter dem Pretalsattel bei 1000 m Höhe Schotter vorkäme; leider habe ich denselben nicht wiedergefunden. Petraschecks Beschreibung des Aflenz-Turnauer Beckens (1924) geht nicht auf den hier in Betracht kommenden Anteil desselben ein.

Das Gehänge unmittelbar N über Turnau — mit Einschluß des Kirchhügels — besteht aus demselben lichtgelblichgrauen, feingeschichteten Mergel, wie wir ihn vom Wartbergkogel kennen. Aufschlüsse sind z. B. hinter dem letzten Haus (Wagnerei) in dem von N herabkommenden Graben<sup>1)</sup> und auch weiterhin an dem dort emporführenden Weg; ferner mehrfach im Wiesengelände über der Straße östlich Turnau. Leider sind sie ausnahmslos so stark verwittert und verrutscht — speziell das Gehänge NO Turnau ist zum überwiegenden Teil ein großes Rutschgebiet —, daß nirgends die Lagerung festzustellen ist. Gegen N findet ein allmählicher Übergang statt (mindestens erlauben es die Aufschlußverhältnisse nicht, eine scharfe Grenze festzustellen) in feine Schotter. Sie enthalten neben Quarzgeröllen vorwiegend solche von Porphyroid, Silurschiefern, auch Phylliten (Silbersbergserie?) und vereinzelt Werfener Schiefer und Sandsteine — aber anscheinend keinen Kalk! Also eine Zusammensetzung ähnlich dem früher (S. 110f.) erwähnten Schotter von Mitterdorf und vom Mehlstübelberg — hier aber fast noch auffallender, wo wir nicht mehr 2 km vom Rande der noch heute anstehenden, kalkigen Trias entfernt sind. Die Gerölle übersteigen nicht 2—3 cm Durchmesser; stets sind sie gut abgerollt, nie nenneuswert verwittert. Im ganzen Grenzbereich des Tertiärs gegen das Paläozoikum liegen sie in Mengen ausgewittert umher (z. B. am obengenannten Weg N Turnau oder an dem Weg unterm Flaatscher; aber vielfach auch auf den umgebenden Äckern und Wiesen); ohne Zweifel handelt es sich da um ein tieferes Schichtglied: einen Liegendeschotter des Miozäns. Grobe Grundkonglomerate oder -breccien, wie sie Spengler (1926, S. 22) vom N-Rande des Aflenz-Tertiärs (bei Dörflich u. a.) angibt, konnte ich nicht auffinden; dieselben sind wohl nur eine lokale Bildung.

Jedenfalls aber kann ich Spengler (1926, S. 26) vollkommen heistimmen, darin, daß die Auflagerung hier am N-Rande normal ist; das geht deutlich hervor aus dem Verlauf des Grenzausstrichs. In dem erwähnten Graben N Turnau reicht die paläozoische Unterlage besonders weit nach S, auch am Gehänge gegen den Brücklergraben zieht sie deutlich unters Tertiär hinein. Ob dieses nicht am Brücklergraben durch einen Querbruch abgeschnitten wird, wage ich nicht zu entscheiden; sicher ist, daß es östlich desselben keine Fortsetzung mehr findet, ausgenommen einen kleinen Rest der Basisschotter auf der vom Forstkogel südwärts herabziehenden Rippe, bei zirka 950 m.<sup>2)</sup> Er besteht wesentlich aus Werfener Geröllen von 1—2 cm Durchmesser.

<sup>1)</sup> Auf dem flachen Gelände W dieses Grabens sollten an der Grenze gegen Blatt Eisenerz laut Spenglers Eintragung eiszeitliche Terrassensedimente zu finden sein. Ich konnte mich von ihrem Vorhandensein hier nicht überzeugen. Spengler scheint ihnen — wozu in Ermangelung zureichender Aufschlüsse die Morphologie ja einlädt — eine zu große Ausdehnung gegeben zu haben.

<sup>2)</sup> Fehlt auf Blatt Müzzzuschlag; er befindet sich am unteren Rande des den Rücken querenden Grünschieferzuges. Dagegen hat sich die Schottereintragung an der Gehängebasis O der Brücklergraben-Mündung irrtümlich eingeschlichen!

Auch auf der südlichen Talseite stehen noch die miozänen Mergel an: wie ein großer Anriß gerade S Turnau zeigt, bilden sie bis mindestens 20 m über der Talsohle den Steilrand, mit dem die flache Terrasse bei 770—780 m zu jener abbricht. Oben liegen wieder Gerölle umher, aus kristallinen und Grauwackengesteinen, meist klein, aber auch bis 10—20 cm Durchmesser und dann z. T. nur mangelhaft abgerollt. Ohne diese größeren Gerölle möchte man glauben, es sei ein Äquivalent der Basisschotter von der N-Seite, das hier im S-Schenkel der Tertiärmulde wieder austreicht; so aber möchte ich doch eher annehmen, es liege hier ein Schotter auf den Mergeln. Irgendein Aufschluß, der eine sichere Entscheidung ermöglichen würde, fehlt. Immerhin ist es mir unwahrscheinlich, daß dieser Schotter quartär<sup>1)</sup> ist (Fehlen von kalkalpiner Trias!). Indessen scheint er SO Punkt 779 auf die ältere Unterlage (Thörl Kalk und Quarzit) überzugreifen;<sup>2)</sup> das entspräche dem Verhalten, wie es Spengler (1926, S. 24) von seinen — allerdings viel größeren — obermiozänen „Schottern von EtniBl“ angibt, wie es auch oben an den Hangendschottern des Mürztals und in der Kathreiner Mulde festgestellt werden konnte.

Von Turnau gegen O fehlen auf der S-Seite zunächst alle Aufschlüsse. Gegenüber der Ausmündung des Brücklergrabens bildet stark verkitteter, eckiger Kalkschutt — quartäre Breccie! — eine flach talwärts geneigte Platte; SW darunter verraten sumpfige Wiesen und Quellaustritte wasserundurchlässigen Untergrund; ob das aber Tertiär ist oder Karbon, konnte ich nicht ermitteln (auf Blatt Mürzzuschlag wurde letzteres angenommen). Östlich vom Maurergraben bedeckt rezenter Schutt alles; kleine Schotterreste beim Dirnbacher und Schröckenhof sind wohl als quartär zu deuten.

Jedenfalls geht die Achse der Aflenzer Mulde gegen O rasch in die Luft.

#### 4. Augensteine (und Verwandtes) auf den Hochflächen der Kalkalpen.

Im Bereich der Mürztaler Kalkalpen waren Augensteine bisher fast nur von der Rax bekannt (Götzing, 1915); von diesen soll hier nicht weiter die Rede sein (vgl. auch Cornelius, 1936, a; 1937, S. 158 f.). Von der Schnealpe erwähnt Götzing (1913, b, S. 62) einen vereinzelt Fund; von der Hochveitsch nur Bobnerz und Splitter von Quarz, ebensolche (die vielleicht durch Zertrümmerung von Geröllen entstanden sind) von der Tonion. Hinzuweisen ist endlich noch auf Gläubners Augensteinfunde von der Falkensteinhöhle und der Straße zum Orthof in der Semmeringzone (1935).

In großer Menge habe ich Augensteine auf der Weißalpe gefunden. Insbesondere auf dem Gehänge östlich des Talbodens, auf dem die Alplütten stehen (wo die seit Geyer bekannten Werfener Schichten zutage treten), sind weite Flächen übersät<sup>3)</sup> mit hirsekorn- bis erbsengroßen, glänzenden Quarzgeröllchen. Auch auf der W-Seite desselben Bodens finden sich solche,

<sup>1)</sup> Wenn Spengler die Fortsetzung auf Blatt Eisenerz als „eiszzeitliche und nach-eiszzeitliche Schuttbildungen“ kartiert hat, so ist das wohl nur dem Mangel an brauchbaren Aufschlüssen zuzuschreiben!

<sup>2)</sup> Oder man muß Brüche zu Hilfe nehmen, um das Kartenbild zu deuten; eine Möglichkeit, die ich freilich auch nicht ausschließen kann, wofür es aber auch keine anderweitige Stütze gibt.

<sup>3)</sup> Sie sind hier nicht nur, wie sonst gewöhnlich, in Dolinen usw. zusammengeschwemmt, sondern sozusagen überall zu finden.

wenngleich seltener. Sehr reich ist dann wieder das Gehänge vom Tonionsattel südwärts gegen den O-Ausläufer der Weißalpe, besonders die Stufe über dem untersten steileren Abfall. Neben zahllosen kleinen fanden sich hier auch zwei etwa hühnereigroße Quarzgerölle. Gerölle anderen Materials wurden nicht gefunden; wohl aber hin und wieder Bohnerz. Die höheren Teile der Weißalpe sind von Augensteinen anscheinend frei.

Die ab und zu auftauchende Hypothese, daß die Augensteine Verwitterungsrückstände von Gosaukonglomeraten wären, könnte man bei flüchtiger Betrachtung an der Weißalpe dadurch bestätigt glauben, daß dort Gosauschichten in großer Verbreitung noch heute anstehen. Allein gerade quarzführende Konglomerate sind mir hier nicht bekanntgeworden (am Tonionsattel bestehen sie in der Hauptsache bloß aus angearbeitetem Gutensteiner Kalk). Und ganz allgemein scheint mir eine derartige Ableitung der Augensteine wegen der Verschiedenheit des beiderseitigen Materials auf Schwierigkeiten zu stoßen; vgl. Götzing (1913, a), Spengler (1926, S. 35), Cornelius (1937, S. 160).

Ganz vereinzelt fanden sich Augensteine auch auf dem Rücken der Wetterin. Dagegen suchte ich auf dem Plateau der Hochweitsch ebenso vergeblich wie einst Götzing; auch auf Tonion und Student war der Erfolg durchaus negativ.

Nicht ganz läßt sich das vom Gebiet der Schneecalpe behaupten. Echte Augensteine habe ich zwar auch da nicht gefunden. Gelegentlich einer Exkursion der Wiener Geologischen Gesellschaft fand Dr. E. Clar auf dem Gipfel des Windberges einige eckige Splitter eines phyllitischen, aus Quarz und Serizit bestehenden Gesteins. Ob diese etwas mit Augensteinen zu tun haben — etwa (ähnlich wie dies Götzing von seinen Quarzsplittern vermutet) Trümmer eines größeren Gerölles —, steht dahin; vielleicht sind sie auch nur von Menschenhand verschleppt.

Dagegen ist hier ein merkwürdiger Fund aus den N-Ausläufern der Schneecalpe zu besprechen. Auf der O-Seite der Salzwand befinden sich an der Basis des Dachsteinkalks (welcher mit vielfach unterbrochener Zwischenlage geringmächtiger sogenannter Carditaschichten dem zur Dirlerschlucht abfallenden, zerfurchten Dolomitgelände als Wandgürtel aufsitzt) einige Höhlen. Aus der größten kommt auffallend gelber Schutt auf die Halde. Er besteht aus feinkörnigem Sandstein, übergehend in Konglomerat aus etwa zentimeterlangen Kalkgeröllchen. Massenhaft beigemengt sind glänzend dunkelbraune Bohnerzkörperchen, u. zw. sind sie im Sandstein kaum millimetergroß, während sie im Konglomerat nahezu die Größe der Kalkgerölle erreichen. Das zeigt deutlich, daß das Bohnerz — mag es woher immer stammen — jedenfalls mit dem übrigen Sediment verschwemmt und umgelagert worden ist. Augensteine im engeren Sinne des Wortes, d. h. Quarz- und kristalline Gerölle, wurden nicht gefunden; gleichwohl kann schwerlich ein Zweifel bestehen, daß dieser Bohnerzsandstein eine ihnen äquivalente Bildung darstellt. Er dürfte in der erwähnten Höhle als Spaltenfüllung anstehen, wenn es mir auch nicht gelungen ist, die Stelle aufzufinden; das Material wird da ganz ebenso von der „Augensteinfläche“ sekundär in Spalten verschwemmt worden sein, wie dies nach Winkler (1928) auch sonst in weitem Umfang der Fall ist.

Endlich sind hier noch die Branneisenerze auf dem Schneecalpenplateau (Raseneisenerze, Lahn, 1930, S. 8) zu erwähnen. Man findet sie besonders N vom Schanerkogel, da, wo der Weg aus dem Blarergraben das Plateau erreicht, in großer Menge, in z. T. bis über faustgroßen Klumpen; einige Gräben zeugen sogar von Schürftungen, die hier vorgenommen wurden. Auch SO vom Schusterstuhl, um den Graben, der von einer großen

Doline gegen O, dann gegen N umbiegend zur Dirlerschlucht zieht, kommt solches Erz reichlich vor. Daß es nicht ganz rezenter Bildung sein kann, geht daraus hervor, daß sich kleine Stückchen davon auch als Bestandteile einer jedenfalls quartären Breccie gefunden haben (kleiner Aufschluß in dem eben genannten Graben). Mit den Augensteinen, bzw. dem sie begleitenden Bohnerz parallelisieren kann man diese Erze der Schneecalpe ja weder genetisch, da sie nicht abgerollt und umgelagert sind, noch auch zeitlich; denn sie stammen wohl nicht von der Augensteinfläche, sondern sind auf der Raxlandschaft — vielleicht auch erst auf einer schon etwas umgestalteten Raxlandschaft — entstanden; sie dürften mithin am ehesten einem jüngeren Abschnitt des Tertiärs angehören.

Bezüglich der Herkunft der Augensteine scheint mir gegen die Annahme kein ernsthaftes Bedenken zu bestehen, daß sie mehrfach umgelagerten und ausgelesenen Schotterdecken zentralalpiner Flüsse entstammen (vgl. Götzing 1913, *a, b*; 1915; Winkler, 1928; u. a.). Eine genauere Herkunftsbestimmung lassen ja die gewöhnlich allein vorhandenen Quarzgerölle nicht zu; aber die selteneren von Götzing — besonders (1913, *b*, S. 282) auf dem westlichen Hochschwabplateau — gefundenen kristallinen Gesteine: Amphibolit, Zweiglimmergneis, Quarzphyllit usw. — dürften sich schwerlich anders deuten lassen. Denn ihnen zuliebe wird doch wohl niemand kristalline Deckschollen, die heute verschwunden wären, den miozänen Kalkalpen aufbürden wollen!

### 5. Quartäre Schotter im oberen Mürztal u. a.

Im Quertal der Mürz, von Mürzzuschlag aufwärts, gibt es kein Miozän<sup>1)</sup> mehr — begreiflicherweise: verlassen wir doch hier den Bereich seiner muldenförmigen Einfaltung. Dagegen sind Terrassenschotter an vielen Stellen erhalten; sie sind jedenfalls ins Quartär zu stellen, wenn auch eine genauere Festlegung ihres Alters hier nirgends möglich ist. Die analogen Vorkommen von Mürzzuschlag abwärts fanden bereits früher Erwähnung.<sup>2)</sup>

Es sei hier nur ganz kurz auf die wichtigsten Vorkommen hingewiesen. An der Straße N Walzwerk Kohleben sind in einem Steinbruch schön gerollte Schotter aufgeschlossen, die etwa 10 m über der heutigen Talsohle diskordant den Semmeringmarmor überlagern. Etwa 4–5 m über der Auflagerungsfläche wird ungerolltes Material häufiger; es scheint ein ganz allmählicher Übergang stattzufinden in den großen Schuttkegel, den der Glasgraben auswirft. Daß hier ein alter Schuttkegel bestand, erhellt auch aus dem Vorkommen stark versinterter Breccien, welche ganz den quartären Gehängebreccien entsprechen. Solche stehen am Weg, der vom Walzwerk in den Glasgraben hinaufführt, in horizontalen Bänken an, ungefähr in der Fortsetzung der Schotterterrasse; aber auch weiter aufwärts traf ich sie als Blöcke im rezenten Schutt. Wo sie dort anstehen, war nicht zu ermitteln.

Auch auf der westlichen Talseite ist unterhalb der Dirltergrabenmündung die Auflagerung stark verfestigter Schotter, 10–15 m über der heutigen Talsohle, sichtbar. Unter ihrem Material überwiegen Gesteine aus der unmittelbaren Nachbarschaft: Semmeringmarmor und Quarzphyllit (weniger Quarzit) stark gegenüber von weiterher zugeführten: Porphyroid, kalkalpine

<sup>1)</sup> Über das angebliche Miozän vom Altenberger Erzberg (Morlot, 1850, S. 104 f.; schon von Geyer, 1889, S. 640, richtiggestellt) vgl. S. 128 f.

<sup>2)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag sind die Quartärschotter nicht weiter geschieden; war doch meist die Eintragung überhaupt schon schwierig und nur unter großer Übertreibung möglich.

Trias. Alle sind in der Hauptsache gut gerollt, die größten erreichen zirka  $\frac{1}{2}$  m Durchmesser.

Eine Reihe kleinerer Vorkommen um Kapellen sei übergangen. Dagegen ist wieder zu erwähnen der schöne Aufschluß im Steinbruch am Bergfuß NW Kapellen, wo wiederum die Auflagerung mehrere Meter mächtiger Schotter zirka 10 m über der Talsohle sichtbar ist.

Weiter aufwärts werden die Vorkommen spärlicher. Auf der südlichen Talseite finden sich solche noch östlich von der Hirschbach- und bei der Arzbachgrabenmündung; dann erst wieder beiderseits der Dürrtalmündung unterhalb Lanau (Mürzsteg). Besser steht es dann wieder auf der Strecke Mürzsteg—Scheiterboden, wo fast an allen Gehängevorsprüngen solche Schotter auftreten, in etwas größerer Ausdehnung besonders W der Häuser von Scheiterhoden sowie N des Roßblochs (einige z. T. etwas zweifelhaft Moränenspurten dieses Talabschnitts sollen bei anderer Gelegenheit besprochen werden).

Von Frein aufwärts endlich schließen sich die Schotter zu einer fast zusammenhängenden Platte auf beiden Mürzufern zusammen; vgl. dazu Bädcker (S. 59), Spengler (1931, S. 79) und schon Morlot (1850, S. 102), der die Bildung schon ganz richtig als „Älteres Diluvium“ einreihet.

Von den Seitengraben des Mürztales hat nur der Veitschgraben ein ganz bescheidenes Vorkommen ähnlicher Schotter geliefert, N vom Saudörfel.

Dagegen sind solche jenseits der Wasserscheiden bekanntgeworden: einmal im Aschbachgraben, auf dem O-Gehänge beim Sommerer und Raah. Sie liegen auch hier in ähnlicher Höhe über der Talsohle wie im Mürzthal.

Auch im Feistritztal liegen Schotter in ungefähr gleicher Höhe über dem Bachbett, wenig N vom Blattrand im Vorsprung bei Punkt 789 m, dann W der Klaffenbachmündung auf der NW- und S der Zailinger Huben auf der SO-Seite; endlich am Abfall der Terrasse, auf der der obere Teil des Dorfes Rettenegg selbst (mit der Kirche) steht. Dagegen liegen wohlgerundete Bachgerölle auf den Wiesen gleich N Rettenegg bis in wesentlich größere Höhe: bis hart unter den Schadhof; ebenso östlich der Zwieselbachmündung bis etwa 40 m über der Talsohle. Es ist kaum anzunehmen, daß auch diese noch den zuvor genannten gleichalterig sind — vielmehr sind sie wohl älter, ohne daß das isolierte Vorkommen bestimmtere Aussagen gestatten würde. Endlich liegen entlang dem Pfaffenbach bis zum Reitbauer aufwärts Schotter, die zwar kaum höher als 2 m über das Bachbett reichen, aber trotzdem nicht ganz rezent sein können; denn sie werden von 2—3 m mächtigem Gehängeschutt überdeckt. Vermutlich gehören sie der letzten Eiszeit an.

Endlich sind noch die bereits (Cornelius, 1936, a, S. 28) kurz erwähnten gleichartigen Schotter der Schwarza zu nennen. Am besten entwickelt sind sie gleich oberhalb Hirschwang, besonders beiderseits der Raxbahntalstation, als fast zusammenhängende, meist stark verkittete Bank. Weiter aufwärts kommen nur noch kleine Reste vor, von deren Existenz man meist gar nichts bemerken würde ohne die künstlichen Aufschlüsse an der Straße. Einzelne Vorkommen, insbesondere das bei Kaiserbrunn auf der W-Seite gehören übrigens einem tieferen, jüngeren Niveau an.

Das hier ebenso wie im Mürzthal und sonst verbreitetste Hauptniveau aber, 10—15 m über dem heutigen Flußbett, ist wohl interglazialen Alters. Dafür spricht, daß man unterhalb der Windbrücke einen Übergang in die

ebenfalls interglaziale Gehängebreccie (vgl. u.) zu sehen glaubt. Ferner scheint ins Mürztal um Scheiterboden — wie anderwärts ausgeführt werden soll — der Rißgletscher hinabgestiegen zu sein, ohne daß sich die auch dort vorhandenen Terrassenreste um ihn kümmern.

Man darf diese „Hauptterrasse“ — wie sie genannt sei — also vielleicht mit den — allerdings z. T. ungleich mächtigeren — Verschüttungen anderer Alpentäler gleichsetzen, die unter dem Namen Hochterrasse bekannt sind — die ja auch in den Ostalpen (Ampferer, 1922, S. 221; u. a.) wie in der Schweiz (Heim, 1919, S. 291) interglazialen Alters sind.

### 6. Quartäre Gehängebreccien im Kalkalpengebiet.

Es wurde oben bereits gelegentlich das Vorkommen von quartären Gehängebreccien im Bereiche der Semmeringtrias und der Grauwackenzone erwähnt. Hier sei der Vollständigkeit halber noch kurz auf gleichartige Bildungen der Kalkalpen hingewiesen.

Dabei können jene des Raxgebietes größtenteils übergangen werden. Ihre große Ausdehnung dortselbst hat Ampferer (1918) bekanntgemacht. Auf meiner Raxkarte (1936, a) sind alle aufgefundenen Vorkommen verzeichnet, die wichtigsten in den Erläuterungen kurz erwähnt. Speziell hingewiesen sei nur noch auf einige kleine Vorkommen: jenes in den Felsen am Gretchensteig, bei 1500—1600 m, als das höchste auf der S-Seite der Rax überhaupt; ferner ein winziges<sup>1)</sup> im obersten Gamseckergraben, auf Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit (der O-Seite) aufsitzend. Diese Breccie ist bereits weitgehend in Blöcke aufgelöst und in Absturz begriffen; wahrscheinlich wird bald gar nichts mehr davon übrig sein. Sie ist aber interessant als Beleg für die geringen Fortschritte, die die Erosion an einer so leicht angreifbaren Stelle seit langem gemacht hat: der Graben war vor Ablagerung der Breccie schon annähernd gerade so tief wie heute. Das ist allerdings wohl so zu erklären, daß die Erosion seither in erster Linie mit Wiederausräumen der Breccie beschäftigt war.

Gleichfalls nur kurz erwähnt seien ein paar Vorkommen — ebenfalls auf der Raxkarte — im N des Naßwalder Tales: an verschiedenen Stellen des Rauchkogel-O-Gehänges sowie — besonders interessant — auf dem Kamm des Betriegels, östlich vom Großen Sonnleitstein (Spengler, 1931, S. 76). Das zeigt, welche ansehnliche Veränderungen die Topographie seither erlitten hat. Trotzdem scheint es mir nicht nötig, für dieses Vorkommen ein pliozänes Alter anzunehmen, jener Kamm setzt nämlich ungefähr die Verebnung des Plutschensbodens gegen O fort, von der er heute durch das oberste Stück des Oselgrabens getrennt ist. Die seither eingetretene Veränderung braucht also hauptsächlich nur durch das Rückwärtsschneiden dieses Grabens um vielleicht 100—200 m bedingt zu sein; und dies scheint mir für die Zeit seit dem älteren Diluvium kaum zu viel.

Im Schneepalpengebiet ist als bedeutendstes Vorkommen — auch dieses auf der Raxkarte — die mächtige Verschüttung der Poltlehen<sup>2)</sup> am Altenberger Erzberg zu erwähnen. Allerdings handelt es sich da nur z. T.

<sup>1)</sup> Auch in 1:25.000 wäre es nur unter riesiger Übertreibung einzuzeichnen gewesen und fehlt daher auf der Raxkarte.

<sup>2)</sup> Der Name steht auf keiner Karte; er ist durch Geyer überliefert.

um Breccien vom normalen Typus; solche gehen am Rücken, der gegen die Zäunwand ansteigt (außerhalb des Kartenrandes), in Gestalt von Blöcken bis über 1400 m hinauf. Auf der Poltleben selbst aber geht daraus ein Konglomerat aus Kalk hervor (bis kopfgroße Blöcke, aber meist kleiner) und untergeordnet Werfener Schichten,<sup>1)</sup> mit der gleichen lockigen Verkittung, wie wir sie von der Breccie kennen; die Kalkgerölle sind z. T. inwendig ausgelaugt (Morlot, 1850). Auf der N-Seite des Erzberges streicht das Konglomerat in horizontalen Bänken aus; auf der O- und S-Seite ist alles von dem später zu erwähnenden unregelmäßigen Blockwerk verhüllt, doch wurde jenes unter Tage durch den Bergbau angefahren. Seine Mächtigkeit scheint nach den Tagesaufschlüssen nicht über 10—20 m hinauszugehen; aus Morlots Mitteilungen über den Stollenbefund gewinnt man jedoch den Eindruck, daß es unter Tage wesentlich mächtiger sein muß. Daß er eine fast senkrechte Grenzfläche zwischen Konglomerat und „Grundgebirge“ angibt, deutet auf eine Verwerfung oder auf die Ausfüllung einer alten Furche — in diesem Falle wäre eine unregelmäßige Mächtigkeit ganz plausibel. Daß die Ausfüllung unter Mitwirkung des fließenden Wassers erfolgte, zeigt nicht nur die Abrollung des Materials, sondern auch die Zwischeulage einer „6 Zoll dicken Schicht von gelblichem, mürbem aber dichtem Molassesandstein“ (Morlot). Leider lassen sich diese Beobachtungen nicht mehr überprüfen, da der Bergbau schon lange eingestellt ist.

Dieses Vorkommen ist besonders wichtig, weil es als einziges auf Blatt Müzzzuschlag eine nähere Altersbestimmung erlaubt. Morlot hielt es für Tertiär; Stur (1864, S. 220) und noch Östreich (1899, S. 195) folgten ihm darin. Aber schon Geyer (1889, S. 640) erkannte den Zusammenhang mit den Gehängebreccien der Zäunwand und sprach daraufhin die Bildung als „rezent“<sup>2)</sup> an. Die Wahrheit liegt in der Mitte: dies zeigt die Überlagerung durch Moräne, die nach ihrer tiefen Lage nur der Rißeiszeit angehören kann: es handelt sich auch hier aller Wahrscheinlichkeit nach um eine Bildung der Mindel-Riß-Interglazialzeit.

Auch auf den nördlich folgenden Gehängerippen liegen noch einzelne Breccienreste (vgl. Raxkarte). Die Ablagerung ist also ebenso durch Einschneiden der Seitengraben zerstückelt, wie dies anderwärts für die interglazialen Breccien typisch ist. Sonst finden sich im Bereiche der Schneeanne nur noch einzelne kleinere Breccienvorkommen auf dem S-Abfall des Rauhensteins, auch hier als Krönung von Rippen und Rücken.

Im Hochveitschgebiet sind Gehängebreccien nur spärlich bekanntgeworden (allerdings habe ich bei weitem nicht alle Rippen begangen, auf denen sich allenfalls noch Reste finden könnten): von der S-Seite nur ein kleiner Rest auf der Rippe, die das westlichste der vier kleinen Kare gegen W begrenzt, die sich hier eingefressen haben. Von der W-Seite liegt überhaupt keine Beobachtung vor; ebensowenig von den O-Ausläufern. Auf der N-Seite streicht die Breccie an beiden Seiten des Rückens aus, der sich vom Pachler-

<sup>1)</sup> Morlot erwähnt auch untergeordnete Grauwackengesteine. Ich habe keine gefunden und halte ihr Vorkommen — außer vielleicht in den basalen Lagen — für unwahrscheinlich. Vielleicht liegt eine Verwechslung mit Werfener Schiefen vor?

<sup>2)</sup> Allerdings wurde zu jener Zeit zwischen rezent und diluvial — wenn es sich nicht gerade um Moränen handelte — nicht immer scharf geschieden. Auch Bädecker (1922, S. 79) spricht noch von einer rezenten Gehängebreccie; doch steht wenige Zeilen später: „Die Breccie selbst mag diluvialen Alters ... sein.“

riegel (W-Seite des Veitschalpengrabens) gegen die Häuser von Niederalpl (3 km O des gleichnamigen Sattels) erstreckt, mehrere Meter mächtig. Die Krönung bildet Moräne, die aber hier der Würmeiszeit angehört, mithin nur so viel beweist, daß die Breccie älter ist als diese. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse bei einem weiteren Vorkommen, am Rücken östlich der Sulzwand (SW Dobrein), auf dessen N-Seite ebenfalls Breccie unter einer aufgesetzten (wahrscheinlichen) Moräne hervorkommt; nur ist sie hier mehr in Blöcke aufgelöst und überhaupt sind die Aufschlüsse nicht so gut.

Ein ganz kleines Vorkommen befindet sich auch bei den Häusern von Niederalpl, unmittelbar O vom Gasthaus Gamsjäger. Es liegt dem nördlichen Gehänge auf und reicht fast bis auf die heutige Grabensohle hinab.

In der Toniongruppe, dem einsamen Berggebiet zwischen Niederalpl, Mürz und Salza, sind mir nur zwei Breccienvorkommen bekanntgeworden. Das eine, auf dem Gehänge N des Hahnreitsattels (zwischen Student und Fallenstein), ist wiederum schon bei Morlot (1850, S. 99) beschrieben, der darin „nur eine Schutthaldenbildung“ sieht; ferner bei Geyer (1889, S. 530). Auffallend ist die dunkelrote Farbe<sup>1)</sup> der eisenschüssigen Zwischenmasse, die die weißen Kalkstücke hier meist nur locker verkittet; nach Morlot wurde die Breccie einst als Schotter gewonnen. Die großen Gruben unmittelbar über der Alm sind noch sichtbar, aber verfallen und die Aufschlüsse derzeit wohl überhaupt viel schlechter als einst. Einige 100 m weiter W am Gehänge aufwärts findet sich auch noch Breccie, die hier viel mehr das normale Aussehen zeigt. Ein weiteres Breccienvorkommen bedeckt den NW-Abfall der Terrasse der Fallensteiner Leiten auf der N-Seite der Tonion. Es besteht größtenteils aus sehr feinem Material, jedoch mit eingestreuten größeren Brocken und eingelagerten größeren Schichten; die Schichtung fällt — wie auch sonst häufig — flach mit dem Gehänge.

Alter der Breccien: wo immer sich dieses — auch im Gesamtbereich der Kalkalpen — näher bestimmen läßt, ist es älter als die Würmverglötscherung. In mehreren Fällen ist es auch älter als die Ribvergletscherung, und gerade im bestbekanntesten: der Höttinger Breccie, ließ es sich genau auf Mindel-Riß-Interglazial festlegen. Es soll nicht in Zweifel gezogen werden, daß es vielleicht auch Gehängebreccien andern — insbesondere noch höheren — Alters mancherorts geben mag. Im ganzen aber ist ihre Erscheinungsweise so einheitlich, daß es am nächsten liegt, sie auf eine große Schuttperiode zu beziehen (vgl. auch Wehrli, 1928). Insbesondere gilt dies für unser Gebiet. Auch den Vorbehalt, den ich (1936, a, S. 28) für das kleine Vorkommen am Kaltenberg (Prein) ausgesprochen habe, möchte ich nicht aufrechterhalten; die Veränderungen, die man dort annehmen muß, um das Auftreten von Phyllitstückchen in der Breccie zu erklären, sind nicht größer, als sie auch z. B. im klassischen Fall der Höttinger Breccie seit dem Mindel-Riß-Interglazial erfolgt sind. Es müßten nur Teile der Drahtkogel-Deckscholle damals noch auf dem Kaltenberg gelegen haben — eine Annahme, die keine Schwierigkeiten macht.

<sup>1)</sup> Sie ist wohl nicht auf die unterlagernden Werfener Schichten zurückzuführen, sondern eher auf rote Verwitterungserde von der Hochfläche, die dort — am Buchalpenboden — auch heute noch reichlich vorkommt. Sie ist dort allerdings vielleicht z. T. auch auf Werfener Deckschollen, daneben jedenfalls auf rote Jurakalke und -hornsteine zu beziehen.

## II. Ergebnisse.

### 1. Stratigraphie und Paläogeographisches.

Die vorstehend wiedergegebenen Detailbeobachtungen haben die Gliederung der Tertiärablagerungen in eine untere, vorwiegend tonig-feinklastische, stellenweise kohlenführende Abteilung und eine obere, aus grobem Blockschotter bestehende — wie das im Grunde schon Morlot (1848, S. 36) bekannt war — neuerdings bestätigt.

Im einzelnen ist dazu noch zu bemerken: Während grobe Grundkonglomerate oder -breccien — wie sie auf Blatt Eisenerz z. T. auftreten — nirgends gefunden wurden, ließ sich bei Turnau ein feiner Basisschotter abtrennen; d. h. in Wahrheit handelt es sich wohl um eine relativ schotterreiche Partie der unteren Abteilung. Dies gilt auch von den analogen feinen Basisschottern auf der N-Seite des Mürztales zwischen Mitterdorf und Langenwang; ihre Äquivalente im S-Flügel der Tertiärmulde sind in den Tonen usw. der unteren Abteilung mit enthalten, die ja auch immer einzelne, auf der Karte freilich nicht ausscheidbare Geröllelagen enthalten. Diese Basisschotter sind im allgemeinen frei von Kalkgeröllen, bzw. enthalten solche nur untergeordnet (O Veitschgrabenmündung; S. 112). Im großen und ganzen gilt dies von der tieferen Abteilung überhaupt.<sup>1)</sup>

Etwas problematisch ist infolgedessen die Stellung der kalkreichen Schotter der Umgebung von Krieglach. Hier wurden sie (Fig. 3) ebenfalls noch als Äquivalent der unteren Abteilung gezeichnet — einerseits wegen der geringen Mächtigkeit der liegenden Basisschotter (die jene nicht gut allein vertreten können), dann auch wegen der Kalkschotterlagen, die auf der südlichen Talseite mit den Tonen und Sanden wechseln und beinahe ans Grundgebirge heranreichen (östlich der Kurzen Illach; S. 115). Aber durch Geröllegröße und -material fallen sie ganz heraus aus dem sonst in dieser Abteilung gewohnten; was eine Erklärung fordert.

Man kann sich vorstellen, daß das Becken, in welchem die kohlenführende Schichtfolge zum Absatz kam, im allgemeinen von sanftgeformten flachen Höhen umgeben war, die nur feinen Schutt liefern konnten. Dieser Schluß ist ja seit Östreich (1899, S. 199) immer wieder gezogen worden. Speziell die Kalkalpen waren im allgemeinen noch wenig herausgehoben und kamen als Schuttspender nicht einmal bei Turnau in Betracht; nur in irgendeiner Gegend N von Krieglach entstand bereits früh eine stärkere Aufwöhlung, von der ausgehend ein Fluß sein Delta in den Mürztaler See schüttete — eben die erwähnten kalkreichen Schotter.

Man kann aber noch weiter gehen und die Vermutung aussprechen, daß dieser Fluß der unmittelbare Vorläufer der heutigen Mürz gewesen ist. Der merkwürdige „zentripetale“ Verlauf des Mürztales mit seinen Durch-

<sup>1)</sup> Winkler (1933, a, S. 259) gibt SW Wartberg Konglomerate mit reichlich kalkalpinen Geröllen an, die er auf Zufuhr von N bezieht; nach der geringen Größe kann es sich wohl nur um eine Einschaltung in der tiefen Serie handeln. Es wäre ja an sich wohl möglich, daß die „Ur-Mürz“ (s. u.) gelegentlich einmal ihren Schotter so weit nach W gestreut hat oder auch daß ein westlicherer Zufluß aus N sie gebracht hätte. Bevor man dies annimmt, müßte jedoch noch festgestellt sein, daß der Schotter wirklich aus den Kalkalpen stammt und nicht aus der Semmeringtrias; was bei feinem Material nicht immer ganz leicht ist.

bruchsstrecken legt die Vermutung nahe, daß er ein Erbe darstellt aus einer Zeit, da die orographischen Verhältnisse der Alpen noch ganz anders waren als heute: daß es auf der altmiozänen Oberfläche angelegt wurde, als die Einmündung im Alpeninneren begann und die Gewässer an sich zog; der Fluß wäre also antezedent in bezug auf die Erhebung der Kalkalpen.<sup>1)</sup> Die Heimat der Gerölle könnte dann etwa im Tonion-Schneealpengebiet zu suchen sein, was sich vielleicht durch minutiöse Untersuchung des Geröllematerials wird feststellen (oder widerlegen) lassen; der oben mitgeteilte Fund eines Gosaukalkgerölles (S. 115) wäre damit jedenfalls im Einklange! Auch die Lage des Krieglacher Schuttkegels, nahe dem O-Ende des sichtbaren Miozäns der älteren Abteilung, würde zu einer solchen Deutung stimmen; daß er nicht ganz ans O-Ende gerückt ist, könnte schon durch eine geringe SO-Verlegung des Mürzlaufes von Mürzzuschlag abwärts seine Erklärung finden. Sollte sich einmal herausstellen, daß die Krieglacher Kalkschotter jünger sind und zum Hangendschotter gehören, so würde sich an dieser Ableitung der „Ur-Mürz“ nicht viel ändern: nur der Zeitpunkt ihrer Geburt wäre auf später zu verlegen.

Auch jene Schotter unterhalb Mitterdorf und insbesondere am Mehlstübelberg (S. 110f.) fallen etwas aus dem in der unteren Abteilung üblichen heraus, durch verhältnismäßige Größe der Gerölle. Andererseits läßt ihr Gesteinsmaterial — ohne oder fast ohne Triaskalk — eine andere stratigraphische Einordnung kaum zu. Vermutlich hat auch hier ein etwas bedeutenderer, weiter in das Hinterland ausgreifender Wasserlauf bestanden, der ungezwungen als „Ur-Veitscherbach“ gedeutet werden kann.

Daß der Mürztaler See<sup>2)</sup> — um einen solchen handelt es sich ja nach den spärlichen vorliegenden Fossilresten — nicht auf das heutige Verbreitungsgebiet der Miozänschichten beschränkt war, sondern bis zu unbekannter Entfernung auf die heiderseitigen Gehänge übergriff,<sup>3)</sup> das geht nicht nur daraus hervor, daß jene überall (soweit sichtbar) mit Erosionsrändern endigen. Sondern wir haben auch wenigstens einen<sup>4)</sup> unmittlebaren Zengen für ihre einstmal größere Verbreitung: den Schotterrest auf dem Mehlstübelberg (S. 111). Eine weitgehende Einschotterung zu jener Zeit ist also keine unberechtigte Annahme; daß die umgebenden Berge jedoch vollständig von Sedimenten verhüllt gewesen wären — wie das Winkler (1937) für die Koralpe wahrscheinlich machen konnte —, ist nicht zu erweisen. Zu Beginn der Sedimentation war es sicher nicht der Fall, da die Basisschotter ja mannigfaches Material aus den umgebenden Höhenzügen enthalten; und der meist auffallend gute Erhaltungszustand selbst wenig widerstandsfähiger Gesteine (Werfener, Karbon-, Silurschiefer) spricht entschieden gegen wiederholte Umlagerung. Aber man kann sich denken, daß die Einhüllung im Laufe der Sedimentation weitergriff und damit das schließlich fast vollständige Herrschen feinsandig-toniger Sedimente zusammenhängt. Allerdings, einen Stillstand

<sup>1)</sup> Bezüglich der Schwarza hat schon Ampferer (1922, S. 218) und ich selbst (1936, a, S. 47) ähnliche Vermutungen geäußert.

<sup>2)</sup> Und gleicherweise auch die Seen des Allener Beckens und von Ratten.

<sup>3)</sup> Wie das auch Petrascheck und Winkler bezüglich der inneralpinen Tertiärbecken mehrfach betont haben.

<sup>4)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag! Auf dem Nachbarblatt Bruck—Leoben gibt es deren mehrere (Lichtensteiner Berg, Schrakogel u. a.); vgl. auch Stiny, 1931, S. 53.

in der tektonischen Heraushebung der umgebenden Hochgebiete muß man gleichwohl annehmen — sonst könnte eine solche Eindeckung ja gar nicht stattfinden; und es ist die Frage, ob man nicht mit dieser letzteren Annahme allein das Auslangen findet.

Bezüglich des Alters der vorbesprochenen Ablagerungen hat das untersuchte Gebiet keinen Anhaltspunkt geliefert. Wohl aber die Braunkohlengruben von Göriach, knapp W seines Randes im Aflenzer Becken: ihre reiche Säugetierfauna läßt auf Zugehörigkeit zum Helvet schließen (Spengler, 1926 a, S. 23). Es liegt kein Grund dagegen vor, dies Ergebnis auf die gleichartigen Ablagerungen im Mürztal und bei Ratten auszudehnen. Winkler hat kürzlich (1937, S. 127) die Vermutung geäußert und einleuchtend begründet, daß die Schichten des Leobener Beckens nur dem höheren Helvet entsprächen; das würde dann wohl auch für das Mürztal zutreffen, ohne daß sich hier selbst ein unmittelbarer Anhaltspunkt ergäbe.

Unbedingt älter ist die Ablagerung der Augensteine auf der — heute zerstörten — Augensteinfläche über den heutigen Kalkalpengipfeln. Diesbezüglich schließe ich mich ganz den Ausführungen von Spengler und Winkler an; mit dem einzigen Vorbehalt, daß das von dem letzteren angenommene aquitane Alter dieser Einschotterung, in dem Falle, daß seine eben genannte Vermutung bezüglich des Leobener Beckens usw. zutrifft, möglicherweise doch noch etwas nach oben hin zu revidieren wäre; denn eben die Sedimentation in den Becken am Kalkalpen-S-Rande ist es ja, die das Alter der Augensteinschotter nach oben hin begrenzt.

Was nun den jüngeren Horizont unserer Miozänbecken betrifft, der oben stets als grober Hangendschotter bezeichnet wurde, so ist er wohl den analogen grob- und gröbtklastischen Bildungen gleichzustellen, die am Alpenostrand das Torton<sup>1)</sup> einleiten: Sinnersdorfer Konglomerat des Wechselgebietes (Winkler, 1914; wieder 1933, b), mit dem auch in der Zusammensetzung Parallelen bestehen; Schwanberger Schutt, Kreuzberg-schotter usw. Wie Winkler u. a. immer wieder betont haben, ist eine solche plötzliche Vergrößerung des Sediments nicht denkbar ohne tektonische Belebung des Gefälles. Und die übergreifende Lagerung, die hier mehrfach festgestellt werden konnte, deutet auch schon unmittelbar auf eine vorausgegangene tektonische Phase. Das Material entstammt den unmittelbar benachbarten Bergzügen: vor allem dem Stuhleckzug, der damals kräftig herausgehoben worden sein muß. Dabei ist trotz des im allgemeinen guten Erhaltungszustandes besonders der Phyllitblöcke immerhin eine Anreicherung von Quarz und Quarziten (besonders des „Rittiser Quarzits“, der an der heutigen Oberfläche nur recht untergeordnet auftritt<sup>2)</sup>) festzustellen: sie ist wohl — da größere Transportwege nicht in Frage kommen — am besten so zu deuten, daß bereits eine Anreicherung dieser sozusagen unverwitterbaren

<sup>1)</sup> Das scheint auch Winklers Meinung zu sein; vgl. dazu Spengler (1926, S. 25). Schwinner möchte (1935, S. 78) seine „Pireggschotter“ ins Altpliozän versetzen; das mag für die Umgebung von Birkfeld vielleicht zutreffen. Aber gegen die Einbeziehung der Hangendschotter von Ratten (S. 98) muß ich Einspruch erheben: es besteht kein Anlaß, sie von den ganz gleichartigen Bildungen im Mürztal und östlich des Wechsels zu trennen.

<sup>2)</sup> Auf Blatt Mürzzuschlag mußte dies Gestein aus Maßstabgründen zumeist (und oft beträchtlich) übertrieben breit eingetragen werden!

Gesteine stattgefunden hatte, bevor der Abtransport erfolgte. Dies setzt wieder voraus, daß die Oberfläche des Grundgebirges längere Zeit der Verwitterung zugänglich war, ohne daß das zerfallene Gesteinsmaterial entfernt wurde;<sup>1)</sup> womit wir wieder zu der Feststellung kommen, daß eine vollständige Verhüllung mit Sediment während des Helvets nicht stattgefunden haben kann. Als Transportmittel für diesen Grobschutt kommen nur Muren oder Wildbäche in Frage; was wieder mit Winklers Auffassung in Einklang steht.

Im Turnauer Gebiet sind entsprechende Ablagerungen nicht ganz sicher (vgl. S. 124) und wesentlich weniger grob — was aber mit dem geringeren Gefälle ganz gut in Einklang stünde: das Material entstammt der Grauwackenzone und dem Altkristallin des Troiseckzuges. Die groben Etmisser Schotter Spenglers, die auch hiehergehören, bleiben außerhalb meines Untersuchungsgebietes.

Die Arbeitshypothese des „Norischen Flusses“ (Schaffer, 1909), der aus dem Murgebiet über das Mürtal und den Semmering ins Wiener Becken geflossen wäre, hat heute nur noch historisches Interesse. Sie wurde bereits von Petrascheck (1924) und Winkler (1914, 1916) entschieden zurückgewiesen. Tatsächlich haben meine Untersuchungen des Geröllematerials nicht ein Stück zutage gefördert, für das eine Herkunft aus dem Murgebiet auch nur in Betracht zu ziehen wäre; es ließ sich vielmehr restlos aus der näheren Umgebung (mit Einschluß der Kalkalpen) herleiten. Mehr noch: der Fund eines Gerölles aus den Wechselhüllschiefern in den Hangendschottern des Fröschnitzgrabens (S. 118) zeigt deutlich, daß die Entwässerung im Semmeringgebiet bereits wie heute von O nach W ging; ja anscheinend griff das Einzugsgebiet sogar noch über den Semmering ins Kreuzberggebiet aus (S. 119)!

## 2. Beziehungen zur Oberflächengestaltung.

Es wurde gelegentlich der Lokalbeschreibung mehrfach darauf hingewiesen, daß die Miozänsedimente außerordentlich tiefgründig verwitterten Flächen auflagern. Ebenso wurde in Bergbauaufschlüssen und Tiefbohrungen die Unterlage zumeist tiefgehend zersetzt angetroffen (Petrascheck). Ähnliches ist aber besonders an der nördlichen Talseite in noch weiterem Umfange der Fall: auch dort, wo kein auflagerndes Tertiär mehr sichtbar, sind die dem Tal zugekehrten Gehänge 100—200 m aufwärts zumeist tiefgründig zersetzt; speziell der Grobgnais ist unter vollkommener Erhaltung der Struktur „verfault“, man kann noch ohne weiteres Streichen und Fallen messen, aber man kann das Gestein in der Hand zerdrücken.<sup>2)</sup> In den Einschnitten der Seitengräben hört die Erscheinung sogleich auf; auch mit der Höhe verschwindet sie, jedenfalls infolge von Abtragung des zersetzten Materials. In den Phyllitgebieten wird sie durch tiefgehende Verlehmung ersetzt.

Ähnliches kennt man nicht nur von Verebnungsflächen außeralpiner Gebiete, z. B. der böhmischen Masse, sondern auch von vielen Gegenden der östlichen (nicht oder mäßig vergletschert gewesenen!) Alpen. Stiny (1923, 1925) hat schon lange auf solche Erscheinungen hingewiesen; Kieslinger hat sich näher mit ihnen beschäftigt (1927) und ihre weite Verbreitung aufgezeigt (1928). Ich möchte seinen Ausführungen durchaus beistimmen, bis auf einen

<sup>1)</sup> Die gut erhaltenen Gneis- und Phyllitblöcke müssen dann einzelnen von der Verwitterung verschont gebliebenen Kernen entstammen; das — wohl überwiegende — verwitterte Material aber erlag der etwas gewaltsamen Transportweise.

<sup>2)</sup> Das geht vermutlich auf Kaolinisierung der Feldspate zurück; vgl. Kieslinger (1928). Nähere Untersuchung steht jedoch in unserem Gebiet noch aus.

Punkt: ich glaube nicht, daß für die Entstehung dieser tiefgründig verwitterten Böden die lange Zeit von Miozän bis zur Gegenwart eine Rolle spielt (Kieslinger, 1928, S. 468) — dann wäre ja unverständlich, daß sie unter die Miozänauflagerung hineingehen; sondern ich betrachte sie als durchaus „fossile“ Böden, entstanden unter anderen klimatischen Bedingungen, als sie heute herrschen (vgl. dazu Winkler, 1933, a, S. 265). Auf solche hat übrigens Kieslinger 1927 auch hingewiesen.

Daß derartige Verlehungserscheinungen nicht nur an der Basis des Helvets, sondern auch an jener der groben Hangendschotter (z. B. um Mürtzuschlag und im Fröschnitzgraben, S. 118) auftreten, zeigt, daß die Bedingungen für ihre Ausbildung während längerer Zeitabschnitte gegeben waren.

Wir dürfen also in dem nördlichen Talgehänge des Mürtztales die wieder ausgegrabene, schiefgestellte, sonst aber nicht oder nur wenig veränderte altmiozäne Landoberfläche sehen. Sie reicht im allgemeinen hinauf bis auf rund 900—1000 m, mit ziemlich einheitlicher Neigung; dann folgt ein Gefällsknick und sanfte Rücken, die bis auf 1100—1200 m weiter ansteigen. Sie gehören einer jüngeren Fläche an, die besonders beiderseits des Veitschgrabens einige Kilometer breit entwickelt ist; mürtzab- und -aufwärts verschmälert sie sich rasch und verschwindet östlich Mürtzuschlag ganz. Wir wollen sie im folgenden die Mehlstübelfläche nennen (nach dem Mehlstübelberg W des Veitschgrabens). Darüber erheben sich mit sanftem Anstieg noch 300 bis 400 m höher die rundlichen, häufig recht flachen Kuppen des Troiseck-Roßkogel Zuges. Sie zeigen eine ausgesprochene Gipfelflur bei rund 1500 m (Troiseck 1468 m, Roßkogel 1483 m), die auch nach O (Scheibenberg 1473 m, Drahtkogel 1567 m, Kampalpe 1535 m) und, nach einer abermaligen Unterbrechung durch breitere Entfaltung der Mehlstübelfläche im SW-Eck des Kartenblattes, schon jenseits der Grenzen desselben nach SW fortsetzen (Zebereralpe 1487 m, Floning 1584 m).

Darf nun diese sanfte, offensichtlich altgeformte Landschaft der Troiseck-Gipfelflur mit der Altmiozänfläche des Mürtztales verbunden werden?

Unmittelbar wohl nicht. Daß sich nirgends auf ihren Rücken Reste jener Verwitterungsdecke gefunden haben, besagt zwar nicht viel, denn auch auf größeren miozänen Flächenstücken: Koralpe, pflegen solche nicht mehr aufzutreten. Aber nur scheint trotzdem kein Grund zu bestehen, weshalb die Troiseck-Gipfelflur, nicht aus jener Altmiozänfläche durch nur geringen weiteren Abtrag hervorgegangen, sich zu ihr ebenso verhalten sollte wie die Raxlandschaft der Kalkalpen zu der vorausgegangenen Augensteinfläche. Im Gegenteil: Wie groß jener Abtrag gewesen sein kann, dafür gibt uns der Neigungswinkel der erhaltenen Auflagerungsfläche des Mürtztalgehänges ein ungefähres Maß: wenn wir ihre Fortsetzung mit sanfter Wölbung rekonstruieren, so kommen wir höchstens ein paar 100 m über die Troiseck-Gipfelflur (vgl. Fig. 4). Eine wesentlich steilere Wölbung ist aber schon wegen der Nachbarschaft der Aflenzer Einmündung im N gar nicht möglich.

Auf der S-Seite des Mürtztales liegt die Altmiozänfläche in ähnlicher Höhe, hier z. T. noch weniger umgestaltet, mit kilometerweiten Verflachungen: „Teufelsteinlandschaft“ Schwinnners (1935, S. 91). Gegen O steigt sie im Stuhleckzug um zirka 300 m an. Ich stimme mit Schwinnners und Sölchs (1928, S. 113) Ansicht vollkommen überein, daß dieses Ansteigen auf stärkere tektonische Aufwölbung zurückzuführen ist. Der tertiäre Verwitterungs-

boden hat sich zwar auf dem ungemein flachen langgestreckten Rücken des Stuhleckzuges auch nicht mehr erhalten; immerhin ist die sehr große Armut an anstehendem Gestein ein Anzeichen recht altertümlicher Formung.<sup>1)</sup>

Auf die gleichzeitige Entwicklung im Kalkalpengebiet sei nur ganz kurz eingegangen. Darüber ist schon viel geschrieben worden; und grundsätzlich habe ich dem von Lichtenecker, Spengler, Winkler u. a. Gesagten nichts hinzuzufügen. Wir sind hier insofern besser daran als im Kristallengebiet, als von den auf der hypothetischen „Augensteinfläche“ abgelagerten Sedimenten wenigstens da und dort ausgeschwemmte Reste erhalten sind (S. 124). Die heute vorliegenden Hochflächen gehören der jüngeren, durch Umgestaltung der Augensteinfläche entstandenen Raxlandschaft (Lichtenecker) an. Wegen der Altersbeziehung der Raxlandschaft zur miozänen Sedimentation vgl. Spengler, 1926, S. 40 f.; danach ist sie wohl etwas jünger als das Aflenzler Miozän; Spengler beruft sich auch auf die Ansicht Winklers (1924, S. 394; 1926, S. 59), der sie „in die Zeit unmittelbar vor die zweite Mediterranstufe“ stellte; das wäre also vor das Torton (nach seiner neueren Ansicht, 1933, a, S. 260, wäre sie ja wohl jünger). Eigene Beobachtungen zu der Frage kann ich nicht beistellen; doch scheint es mir plausibel, daß die Raxlandschaft zur Zeit, da die Hangendschotter sich abzulagern begannen, bereits vorhanden gewesen ist; ohne die Möglichkeit bestreiten zu wollen, daß sie vielleicht auch erst an den Schluß dieser Erosionsphase zu setzen ist.

Es ist noch auf die Mehlstübelfläche und ihre zeitliche Einordnung zurückzukommen. Vermutlich ist sie jenen Flächen des Alpenostrandes in 700 bis 800 m Höhe gleichzusetzen, für die wahrscheinlich ein altplozänes („pontisches“) Alter anzunehmen ist (vgl. Winkler, 1926, S. 293); wie jene greift sie in tiefen Buchten in das ältere Gebirge ein. Dabei ist noch auf einen Umstand Rücksicht zu nehmen. Schwinner hat (1935, S. 92 f.) die Vermutung aus-

<sup>1)</sup> Während man vor nicht allzu langer Zeit gelegentlich die Behauptung lesen konnte, die hochgelegenen Altlandschaften der Alpen stammten aus dem Oligozän, besteht im Gegenteil heute bei einer Reihe von Forschern die Tendenz, ihr Alter möglichst herabzudrücken. Stiny (1924) und Kober (1926) schlossen aus dem Vorhandensein jugendlicher — pliozäner bis altquartärer — Hebungen des Alpenkörpers, bzw. einzelner Teile auf eine möglicherweise bis ins Altplozän reichende Bildung der hochgelegenen alten Landflächen. Eine mögliche Annahme, solange man die Alpen nur von außen her betrachtet — aber auch da schon nicht zwingend; und kaum vereinbar mit dem, was über die Geschichte und Tektonik der inneralpinen Schotterablagerungen von verschiedenen Seiten festgestellt worden ist (Augenstein!). Die schöne Beobachtung Stiny's (1931, S. 54), daß die heutige, sanfte Oberfläche des Lichtensteiner Berges (SO Kraubath) die Auflagerungsfläche des Tertiärs abschneidet, wäre für ein jüngeres Alter der hochgelegenen Altflächen erst dann beweisend, wenn nachgewiesen wäre, daß diese (Gleinalm, 1800—1900 m) und jene Oberfläche des Lichtensteiner Berges (um 900 m, also fast 1000 m tiefer!) identisch sind. (Ein analoger Fall aus meinem Untersuchungsgebiet wäre das von dem Pretul-S-Gebänge überschrittene Kathreiner Miozän in seinem Verhältnis zur Stuhleck-Gipfelfläche!) Winkler (1933, a) meint jetzt, daß Oberflächenreste aus dem Miozän deshalb unwahrscheinlich seien, weil die Leistung der seither erfolgten Erosion in den Tertiärschichten am Alpenostrand nachweislich sehr groß — bis weit über 1000 m — gewesen ist. Aber das sind (auch heute noch größtenteils!) nicht oder wenig verfestigte Ablagerungen, in denen die Erosion leicht in kurzer Zeit gewaltige Beträge erreichen kann, ohne daß man deshalb auf annähernd ähnliche gleichzeitige Leistungen in festem Fels schließen könnte. Insoweit freilich gehe ich mit den genannten Forschern einig, als ich auch nicht behaupte: die Altflächen im Kristallin sind die alt- oder mittelmiozäne Oberfläche, sondern sie sind das Erbe derselben, in demselben Sinne wie die Raxlandschaft das Erbe der Augensteinfläche ist.

gesprochen, daß die Entwässerung des Mürztals einst durch zwei „Urstromtäler“ gegen SO erfolgte, deren eines durch das Alpel (1045 m) bei Krieglach, das andere durch den Sattel „Auf der Schanz“ (1169 m) bei Breitenau angedeutet ist (der weitere Verlauf spielt an dieser Stelle keine Rolle). Hier befindet sich die auffallend starke Entwicklung der Mehlstübellfläche beiderseits des Veitschgrabens ungefähr gegenüber dem Alpl in nahezu gleicher Höhe; es ist zu vermuten, daß sie der oberen Fortsetzung des östlichen Urstromtales — die auch Schwinner in die Veitsch zieht — entspricht. Ebenso wird das westliche gegenüber der Breitenau durch die andere Verbreiterung der Mehlstübellfläche um die Poguschsenke nach oben fortgesetzt; ich möchte annehmen, daß auf diesem Wege das Aflenzer Becken entwässert wurde (und nicht über den Pretalsattel, wie auf Schwinner's Kartenskizze a. a. O. angedeutet: man hat dort nicht so sehr den Eindruck eines alten durchgehenden Tales als den einer gesteinsbedingten Senke, nämlich durch den Karbenzug, der alle Kämme an tiefeingeschnittenen Sätteln überquert. Die östliche Fortsetzung der aushebenden Aflenzer Mulde mag schon verhältnismäßig hoch darüber in der Luft liegen). Man muß sich wohl vorstellen, daß das Mürztal damals noch bis wenigstens zur Höhe der Mehlstübellfläche<sup>1)</sup> mit Miozänsedimenten ausgefüllt war. Es bleibe dahingestellt, ob die spätere Anzapfung der „Urstromtäler“ von SW her mehr durch tektonische Vorgänge: nochmalige Aufwärtsbewegung<sup>2)</sup> der Stanglalm-Stuhleck-Antiklinale, bedingt ist, oder durch die Ausräumung der leicht erodierbaren Miozänsedimente, die schnell vor sich gehen mußte, sobald der Murdurchbruch bei Frohnleiten und damit die Einstellung auf eine tiefere Erosionsbasis sich vollzog.

Kurz hinzuweisen ist noch darauf, daß auch das obere Mürztal von einem Gürtel von Höhen um 1000—1100 m begleitet wird, in denen man ein Äquivalent der Mehlstübellfläche sehen kann: weniger auffällig längs der Durchbruchsstrecke Mürrzzuschlag—Kapellen als beiderseits Kapellen—Mürzsteg; aber auch noch auf der oberen Durchbruchsstrecke Mürzsteg—Frein (ob die etwas höher gelegene, weite Verflachung des Naßköhrs noch daran angeschlossen werden kann, erscheint mir fraglich; es sei denn, daß auch für diese Fläche noch eine Aufbiegung im Schneepalengebiet nachgewiesen werden kann, was erst noch zu untersuchen wäre!). Jedenfalls ersieht man daraus neuerdings ein recht hohes Alter des Mürzdurchbruchs (wegen dessen Beziehungen zur Tektonik, vgl. S. 139).

### 3. Zur Tektonik.

Das Mürztaler (usw.) Miozän ist jünger als die großzügige Decken-tektonik des Gebietes. Das ist zwar eine Feststellung, die heute eigentlich schon offene Türen einrennt; trotzdem sei kurz darauf hingewiesen, daß es im Mürztal von der tieferen (Pretul-) auf die höhere (Stürzerkogel-) Decke der Semmeringdecken übergreift: vgl. die Erosionsreste der letzteren auf der südlichen Talseite in der Gegend von Langenwang u. a. Ebenso überschneidet das Miozän bei Turnau die Grenze zwischen den beiden Decken der Grauwackenzone.

<sup>1)</sup> Eine Ausfüllung bis über 700 m bezeugen unmittelbar die Schotter und die Epigenese des Wartbergkogels. Heute ist die Mürz beim Phönix-Stahlwerk, zwischen Mürrzzuschlag und Langenwang, im Begriffe, sich in ähnlicher Weise epigenetisch in den Felsuntergrund einzusägen; vgl. Cornelius (1936, b).

<sup>2)</sup> Für diese Deutung scheint zu sprechen, daß insbesondere der Sattel „Auf der Schanz“ heute wesentlich höher liegt als der Ausstich der Mehlstübellfläche auf der N-Seite des Mürztals. Auch Schwinner nimmt tektonische Abriegelung an.

Die Tektonik, welche das Miozän betroffen hat, ist anderer Art. Allein es ist wohl nicht richtig, wenn man das Wesentliche daran in der Einklemmung an Brüchen erblickt, wie das zuweilen geschieht. Es handelt sich vielmehr um großzügige, faltenförmige Verbiegungen<sup>1)</sup> der altmiozänen Oberfläche, die nur lokal durch Brüche verstärkt werden. Insbesondere ist die Zone steilaufergerichteter und selbst überkippter Schichten am Miozän-S-Rand bei Wartberg doch zu breit, um sie auf bloße Schleppung an einem Bruch zurückzuführen; es liegt vielmehr ein steil aufergerichteter Muldenflügel vor, der Bruch — soweit ein solcher vorhanden — ist nur Begleitwerk zu der Aufrichtung der Schichten. Dagegen besteht wohl am Wartbergkogel wirklich ein Bruch, der den sonst auf weiteste Strecken ganz regelmäßigen N-Flügel der Müritzalmulde durchreißt (S. 108). Eine etwas größere Rolle spielen Brüche bei der Rattener Mulde; insbesondere sind an ihrer Trennung vom Kranawettkogel Querbrüche beteiligt (S. 122). Bei Turnau endlich liegt nordseitig bestimmt kein Bruch vor (S. 123); auf der S-Seite lassen die Aufschlüsse nichts Sicheres erkennen, und auch in der Fortsetzung gegen W konnte Spengler (1926, a, S. 25) den von Petrascheck angenommenen großen Bruch nicht sicher nachweisen. Die geradlinige Begrenzung gegen das Karbon könnte dort vielleicht auch auf senkrechter Aufbiegung der Schichten beruhen. Jedenfalls redet Spengler a. a. O. von einer „flachen Mulde“.

Den drei Miozänsynklinalen unseres Kartenbereiches entsprechen in den hochliegenden Altflächen des benachbarten älteren Gebirges ebenso viele Antiklinale: die des Stuhleckzuges zwischen Rattener und Müritzalsynklinale; zwischen dieser und der Synklinale des Aflenzer Beckens die Antiklinale des Troiseckzuges. Diese dürfte gegen O ihre Selbständigkeit verlieren, da die Achse der Aflenzer Synklinale gegen den Pretalsattel in die Luft streicht und weiter ostwärts auch in der Morphologie kaum mehr eine Andeutung ihres einstigen Vorhandenseins besteht. Gegen N schließt sich endlich als mächtigste von allen die Antiklinale des Kalkalpen-S-Randes an. Wenn sie den zuvor genannten Elementen ungefähr parallel geht, kann man ihren Scheitel durch Heukuppe—Hochveitsch, als die beiden heute höchsten Erhebungen des Gebiets, verlaufend denken. Es ist aber auch möglich, daß eine mehr O—W streichende Rax-Schneealpe-Antiklinale von einer Hochveitsch-Antiklinale<sup>2)</sup> abgelöst wird; das starke Abfallen des Hochveitschplateaus gegen O könnte man vielleicht zugunsten dieser Annahme ins Feld führen. Aber eine sichere Entscheidung läßt sich nicht treffen; was wir vor uns haben, ist ja nicht eine verbogene Ebene, sondern die verbogene Raxlandschaft, auf der es schon Höhenunterschiede erosiver Entstehung von einigen 100 m gegeben haben mag.

<sup>1)</sup> Zur Einordnung in den Gebirgsbau vgl. die Kartenskizzen bei Stiny (1922) und Petrascheck (1924). Bezüglich der Gesamtaufassung — Verbiegung der frühmiozänen Landoberfläche — schließe ich an an Ampferer (1922), Spengler (1926 a) und Arbeiten Winklers.

<sup>2)</sup> Deren W-Fortsetzung wäre wohl in der von Spengler (1926, S. 33) festgestellten Antiklinale der Hochschwab-Hauptkette zu suchen. Die tiefe Abtragung dazwischen im Bereiche der Gollrader Bucht erklärt sich aus der leichteren Zerstorbarkeit der Wertener Gesteine, die hier schon die Oberfläche der Raxlandschaft gebildet haben müssen. Wegen des N-Abfalls der Rax-Antiklinale vgl. auch Ampferer (1922, S. 218).

Die geringere Höhenlage der Schneecalpe gegenüber Rax und Hochveitsch auf eine tektonische Querrmulde zurückzuführen (Sölch, 1928, S. 28), erscheint mir aus eben diesem Grunde bedenklich — beträgt doch der Höhenunterschied gegenüber der Hochveitsch noch nicht 100 m. Eher könnte jene bereits dem N-Abfall unserer Antiklinale angehören (wenn die erste der oben zur Diskussion gestellten Möglichkeiten zutrifft). Ziemlich sicher ist dies wohl der Fall bei den sämtlich wesentlich niedrigeren (1500—1700 m) kleineren Hochflächenresten im NW-Eck von Blatt Mürzzuschlag: Lachalpe, Hinteralpe, Student, Tonion, Weißalpe, Wetterin; auch die Königskögel kann man da nennen als einer Verflachung aufsitzende Kuppen.<sup>1)</sup> Dabei mag die etwas größere Höhe der Tonion vielleicht noch auf eine sekundäre Aufwölbung zurückgehen.

Wenn die zweite oben angedeutete Möglichkeit zutrifft: eine Rax-Schneecalpe-Teilantiklinale von einer Hochveitsch-Teilantiklinale abgelöst wird, so wird man in dem wesentlich niedrigeren Lachalpenplateau zusammen mit dem östlichen Abfallen des Hochveitschplateaus die Andeutung der trennenden Teilsynklinale sehen. Es ist vielleicht kein Zufall, daß sie ungefähr mit dem heutigen Mürzlauf zusammenfällt: es ist ganz gut denkbar, daß sie der miozänen Urmürz — deren frühzeitiges Vorhandensein ja der kalkalpine Schuttkegel von Krieglach wahrscheinlich macht (S. 132) — den Lauf vorgezeichnet hat.

Der Mürzdurchbruch von der Enge unterhalb Frein bis Mürzsteg folgt, wie die Neuaufnahme erwiesen hat, einer queren Synklinale (Näheres bei anderer Gelegenheit) — ähnlich wie der Schwarzadurchbruch im Höllental. Ob auch ebenso wie dort eine quere Einbiegung der Raxlandschaft damit verbunden ist, bleibt noch festzustellen; die Möglichkeit besteht, daß auf diese Weise der Mürzlauf unmittelbar tektonisch bestimmt wäre. Es genügt aber vielleicht auch die Annahme, daß eine Füllung der Quersynklinale mit leicht erodierbaren Schichten (speziell Werfener der Lachalpendecke — von denen in ihrem Bereich ein tiefergelegener, allerdings winziger Rest erhalten ist!) hier die Entstehung eines Erosionstales begünstigt hat.

Noch ein Punkt verdient Beachtung: es ist beim besten Willen nicht möglich, diese mittelmiozäne Tektonik in engerem Sinne als Fortsetzung der älteren Überschiebungstektonik aufzufassen. Wenn die Decken der Semmering- und Grauwackenzone von S kommen, ist dies ohne weiteres zu ersehen; außer im Streichen besteht dann Kontinuität höchstens insofern, als auch die steilen Aufschiebungen im Miozän vorzugsweise von S gegen N gerichtet sind; der Bewegungsplan aber ist völlig umgestaltet. Wer aber mit kurzen Bewegungen von N gegen S für die ältere Tektonik das Auslangen zu finden glaubt (was indessen schon östlich von Mürzzuschlag seine Schwierigkeiten hat!), der muß sich eben damit abfinden, daß die Asymmetrie sowohl des Mürztales wie der Aflenzer Synklinale gerade umgekehrt ist: die steilen Aufschiebungen sind hier nach N gerichtet.<sup>2)</sup> Das macht es wohl schwierig, sie mit den Bewegungsflächen zwischen Pretul- und Stürzkergelecke, bzw. zwischen den beiden Grauwackendecken, welchen sie annähernd folgen, in engere Beziehungen zu bringen. An sich soll damit nichts gegen Konti-

<sup>1)</sup> Wogegen an den Prolesgipfeln kaum mehr Reste der Raxlandschaft vorliegen dürften — ihr flacherer N-Abfall ist durch die Schichtlage bedingt; und die Gipfel der Fallensteingruppe sind bereits gänzlich unter jene erniedrigte reine Erosionsgebilde, die nur noch ungefähr die Gipfelflur berühren.

<sup>2)</sup> Auch die Rattener Synklinale — die aber keiner älteren Überschiebung folgt — verhält sich ebenso.

nuität tektonischer Vorgänge über geologische Perioden hinweg gesagt sein, die ja öfters in überraschendem Ausmaße besteht; allein man mag daraus ersehen, daß sie durchaus nicht immer vorhanden sein muß.

Ich habe den Versuch gemacht, die Verbiegung der altmiozänen Oberfläche in einem Profil zu rekonstruieren (Fig. 4, S. 133; vgl. dazu auch den analogen Versuch von Spengler, 1926, e, Fig. 2). Selbstverständlich hat man dabei einen gewissen Spielraum für den Abstand, den man zwischen jener Oberfläche und den heute vorliegenden, aus ihr durch Abtrag hervorgegangenen Altflächenresten (Raxlandschaft der Kalkalpen, Altformen auf Stuhleck- und Troiseckzug usw.) annehmen will; sehr groß wird dieser Abstand aber wohl nicht sein.

Jedemfalls sieht man aus dem Profil, wie verhältnismäßig flach die Antiklinalen dieser Faltung angenommen werden können — weit flacher, als man unter dem Eindruck der heutigen Oberflächenformen, insbesondere der überall einigermaßen imposanten S-Abstürze der Kalkalpen, zunächst für möglich halten würde! Nur lokal kommt es — wenigstens so weit man sehen kann — zu schärferen Verbiegungen — eben vor allem in den eingefalteten Mulden.

Noch ein paar interessante Einzelheiten werden durch diese Rekonstruktion plausibel. So war mir während der Aufnahmen immer die auf weite Erstreckung<sup>1)</sup> merkwürdig flache Lagerung im Grobneisgebiet auf der N-Seite des Mürztales zwischen Kindberg und Mitterdorf als Ausnahme von dem sonstigen isoklinalen Bau aufgefallen. Denkt man sich die Einfaltung rückgängig gemacht, so wird ein ganz normales N-Fallen von 30—60° daraus!

Ferner zeigt die Rekonstruktion, wie es gar keiner sehr komplizierten Annahmen bedarf, um das fast allgemeine Fehlen kalkalpiner Gerölle in der tieferen Abteilung unseres Miozäns zu erklären; es genügt die eine, daß die Aufwölbung der Antiklinale des Kalkalpen-S-Randes von S gegen N vorgeschritten ist.<sup>2)</sup> In der ersten (helvetischen) Phase hätte sie demnach nur Grauwacken- und Werfener Gesteine in den Bereich der Abtragung gebracht, die sich ja in unseren Basisschottern z. T. reichlich finden, aber nur ausnahmsweise Triaskalke; z. B. im Bereiche unseres Parallelprofils (Eibelkogel—Rauschkogel) würde man dies annehmen,<sup>3)</sup> wo die Trias noch heute infolge einer flachen Quereinmuldung besonders weit nach S reicht. Allgemein kann ihre S-Grenze schon an der altmiozänen Oberfläche nicht sehr viel weiter südwärts gelegen haben als heute.<sup>4)</sup> Selbstverständlich kann auch eine nachhelvetische S-Bewegung des Kalkalpenrandes die Entfernung gegenüber den

<sup>1)</sup> Viel regelmäßiger, als es die wenigen auf Blatt Mürzzuschlag wiedergegebenen Fallzeichen ersehen lassen!

<sup>2)</sup> Dabei ist zu berücksichtigen, daß das Profil durch Eibelkogel—Rauschkogel gerade an der Stelle gezogen ist, wo die Trias heute am weitesten nach S reicht; bei Turnau z. B. ist der Spielraum wesentlich größer. Selbstverständlich besteht auch die Möglichkeit, daß tatsächlich mehrere parallele Antiklinalen zeitlich nacheinander aufgewölbt wurden — die südlichste zuerst; doch fehlt es dafür an sicheren Anhaltspunkten. Die Erklärung, die Spengler, a. a. O., S. 38, für das entsprechende Verhalten seiner Basiskonglomerate gegeben hat, ist in unserem Falle nicht anwendbar; denn hier handelt es sich zweifellos nicht um Zerstörungsprodukte eines Steilufers, sondern um Gerölle, die von fließendem Wasser verfrachtet worden sind.

<sup>3)</sup> Wenn dort, im oberen Stübmingsgraben, noch Miozän vorhanden wäre!

<sup>4)</sup> Der heutige Steilrand der Triaskalke ist selbstverständlich nur Rückwitterungsrand und kein Bruch, wie mehrfach irrtümlich angenommen worden ist; ein solcher war nirgends nachzuweisen (vgl. auch Spengler, 1926, a, S. 26).

Sedimentationsgebieten nachträglich verkürzt haben (Spengler, 1926, a, S. 38); Anzeichen einer solchen liegen an der Hochveitsch vor, freilich, ohne daß sich das Alter der Bewegung genauer festlegen ließe. Aber ihr Ausmaß ist ganz gering und spielt insbesondere für die entfernter (im Mürtal) liegenden Schotter gewiß keine Rolle.

Daß die Sedimentation der groben Hangendschotter durch eine zweite, auch durch deren diskordantes Übergreifen gekennzeichnete tektonische Phase bedingt ist, sei hier wiederholt: in sie fällt erst die stärkere Aufwölbung des Kalkalpen-S-Randes, der nun allgemein der Abtragung zugänglich wird.

Wegen einer möglichen weiteren tektonischen Phase im Pliozän vgl. S. 137.

Spätere Bewegungen lassen sich innerhalb des Mürtaler Gebiets nicht mehr nachweisen.<sup>1)</sup> Insbesondere nicht während des (jüngeren) Quartärs und bis zur Gegenwart, wie sie heute vielfach angenommen werden und auch wirklich mancherorts vorzuliegen scheinen; so tiefe mit Sedimenten erfüllte Einsenkungen, wie z. B. die des Inntales unterhalb Innsbruck, lassen sich zweifellos am besten durch junge tektonische Vorgänge erklären. Aber das Mürtal bietet nichts Ähnliches. Im Gegenteil: wenn wir die „Hauptterrasse“ der Mürz von oberhalb Frein bis Mürtzschlag immer wieder in annähernd derselben Höhe über dem heutigen Flußbett antreffen (die geringfügigen Abweichungen sind leicht mit ursprünglicher Verschiedenheit — da ja die Auflagerungsfläche gegen das Flußbett zu geneigt ist! — zu erklären), dann können wir wohl sagen, daß eine irgendwie nennenswerte Verbiegung seit dem Mindel-Riß-Interglazial nicht mehr erfolgt ist. Und dabei enthält dieser Flußabschnitt zwei Durchbruchsstrecken durch Zonen, die früher Tendenz zu Aufwölbung zeigten: Kalkalpen-S-Randgebiet und Troiseck—Kampalpe. Ebenso wenig lassen die Schotterböden der Mürz bei Neuberg—Kapellen und unterhalb Mürtzschlag eine heute andauernde Senkungstendenz erkennen: die rezente Schotterauflagerung ist ganz seicht, wie der mehrfach durch den Flußlauf darunter angeschnittene Felsgrund (Cornelius, 1936, b) anzeigt.

Wir können also wohl sagen, daß die tektonischen Vorgänge des Jungtertiärs heute abgeschlossen sind. Die nicht seltenen Erdbeben, die vom Mürtal ihren Ausgang zu nehmen scheinen, müssen auf eine andere Ursache zurückgehen.

#### 4. Überblick über die geologische Entwicklung im Jungtertiär.

Das Älteste, was wir aus der Tertiärzeit in unserem — großtektonisch bereits damals fertiggebauten — Alpenabschnitt kennen oder wenigstens rekonstruieren können, ist die Augensteinlandschaft im Bereiche der Kalkalpen (Aquitane bis ? Altmiozän). Diese waren damals recht weitgehend eingebenet und verhüllt mit Schotterdecken zentralalpiner Ursprungs. An der Basis unserer Tertiärbecken ist his jetzt<sup>2)</sup> keine entsprechende Ablagerung bekannt — die Zusammensetzung der feinen Basisschotter ist anders; die Augensteinschotterdecke hat entweder nie so weit nach S gereicht oder sie ist zu unbekannter, aber früher Zeit wieder entfernt worden.

<sup>1)</sup> Von allgemeiner Hebung selbstverständlich abgesehen!

<sup>2)</sup> Im Gegensatz zum Ennstal! Wohl aber wieder weiter S, auf der Gipffläche des Hochlantsch; vgl. Winkler (1933, a, S. 258).

Während des Helvets begannen faltende Bewegungen. In den hiebei entstandenen, ONO—NO streichenden Mulden sammelten sich Süß(oder Brack?)wasserseen; sie zogen die Entwässerung z. T. auf weite Erstreckung an sich (Ur-Mürz!) und dienten als Sammelwannen für den Schutt der dazwischen aufgefalteten Antiklinalen. Reliefenergie und Gefälle waren jedoch gering und blieben zunächst auch gering, da die Sedimentation die tektonischen Senken auffüllte und die Abtragung in der näheren Umgebung bald über die fortschreitende Aufwärtsbewegung der Antiklinalen den Sieg davontrug (fast durchwegs feinklastische Sedimente!). Nur weiter N scheint die Erhebung wenigstens in einzelnen Zentren etwas stärker gewesen zu sein (Schuttkegel der Ur-Mürz bei Krieglach; Schotter von Mitterdorf—Mehlstübelberg). Aber wenn wir bedenken, daß in dieser tektonischen Phase nur ein Teil der heute — im weiteren Umkreis — bis etwa 2000 m betragenden tektonischen Höhenunterschiede geschaffen und dieser großenteils wieder durch Abtrag und Sedimentation ausgeglichen wurde, so können wir nicht annehmen, daß jemals während des Helvets etwas anderes bestanden habe als ein sanftes Hügelland mit Höhenunterschieden von mehr als einigen 100 m.<sup>1)</sup>

Gegen Ende des Helvets waren auch diese gewiß wieder weitgehend ausgeglichen, teils durch Abtragung, teils durch Sedimentation; letzteres mindestens im Bereiche südlich der Kalkalpen — ob sie auch in diese selbst irgendwo eingriff, können wir nicht sagen.

An der Wende zum Torton aber setzte eine neue tektonische Phase ein. Sie wirkte gleichsinnig der ersten: ihre Anti- und Synklinalgebiete wurden weiter gegeneinander auf-, bzw. abwärts bewegt. Nun aber scheinen die Bewegungen stürmischer verlaufen zu sein: die Sedimentation konnte nicht Schritt halten — mindestens anfänglich müssen steilere Gefälle bestanden haben, wie das ungemein grobe Material der zugehörigen Schotter — unserer Hangendschotter — zeigt. Ihre Äquivalente im O — die Sinnerdorfer Konglomerate — leiten nach Winkler (1933, b) einen mächtigen Sedimentationszyklus ein, dessen höhere, feinkörnige Glieder wieder auf Ausgleichung des Reliefs deuten; von ihnen ist im Mürztal (usw.) nichts mehr vorhanden (sofern dies einmal der Fall gewesen ist). Vermutlich fällt spätestens in diesen

<sup>1)</sup> Kerner (1925) kommt für das unserem Tertiärgebiet nächstbenachbarte Miozän von Parschlug zur Annahme von 1350 m hoch aufragenden Bergzügen in der Umgebung. Eine solche, die heutigen relativen Höhen um die Parschluger Senke um mindestens 300—400 m übertreffende Höhe ist in höchstem Maße unwahrscheinlich, wenn wir uns vergegenwärtigen, daß erstens über den sanftgeformten Altlandschaften seither sicher nicht mehr viel abgetragen worden (vgl. S. 140), und weiter, daß die Heraushebung zur heutigen Höhe in mehreren Etappen erfolgt ist. Es steckt aber auch in Kerners Gedankengang eine nicht notwendige Voraussetzung: daß nämlich ein Bach, um die zum Transport von Pflanzenteilen erforderliche Wassermenge zu erlangen, ein Sammelgebiet von bestimmter vertikaler Ausdehnung benötige. Warum soll die Sammlung des Wassers nicht auch auf schwach geneigter, ja ebener Unterlage vor sich gehen können — zumal im feuchtwarmen Klima (vgl. Winkler, 1933, a, S. 265 f.) des Mittelmiozäns! Man denke nur z. B. an die vielen stattlichen Bäche, die sich in Mooren schon auf kurze Distanz sammeln! Aber schon die rund 700 m Höhe, die Kerner aus dem Zusammenauftreten von Pflanzen verschiedener Klimazonen ableitet, sind mehr, als ich für irgendeinen Zeitpunkt der miozänen Sedimentation (vor Ablagerung der groben Hangendschotter — aber um die handelt es sich ja nicht!) zugestehen möchte. Es stecken eben in diesem an sich so ansprechenden Gedankengang doch noch zu viele — übrigens von Kerner selbst wohl gewürdigte — Unsicherheitsfaktoren.

Zeitabschnitt die Ausbildung der Raxlandschaft und ihrer Äquivalente im S, so wie wir sie heute vor uns haben.

Ob die tektonischen Erscheinungen, welche jene Grobschotter betroffen haben, noch der gleichen, während der Sedimentation fortwirkenden tektonischen Phase zuzuschreiben sind oder einer jüngeren, läßt sich nicht sagen. Denn nun reißt die durch Sedimente belegte Überlieferung ab. In das Pliozän können wir vermutungsweise die Mehlstübelfläche stellen. Damals war das Mürztal noch hoch mit Miozänsedimenten ausgefüllt (S. 137); die Entwässerung erfolgte durch Schwinnners „Urstromtäler“ gegen SO. Größere tektonische Verstellungen lassen sich seither nicht mehr nachweisen, wenn auch eine weitere Auffaltung namentlich der Stanglalm-Stuhleck-Antiklinale wahrscheinlich ist; eine allgemeine Hebung des Gebirges ist zweifellos erfolgt, da ja die Mehlstübelfläche auch nicht in ihrer gegenwärtigen Höhe angelegt worden sein kann.

Aus dem ältesten Quartär fehlt es wieder ganz an Nachrichten — von spärlichen Terrassenresten abgesehen, die nur so viel sagen, daß die Entwässerung damals bereits wie heute nach SW ging. Dann folgte die große Verschüttung des Gebirges in der Mindel-Riß-Interglazialzeit, deren Spuren nicht nur an vielen Stellen der Kalkalpen, sondern auch im Bereich der Semmeringtrias und des Törlers Kalkes — stets aber nur an Karbonatgesteine des Untergrundes gebunden — auftreten. Diese Schuttanhäufung auf den Gehängen und bis in die Täler hinab (Krieglach; Altenberg) bildet ein Problem, das an anderer Stelle näher beleuchtet werden soll.

Die in zahlreichen Resten vorhandene, mit großer Konstanz rund 10 bis 15 m über dem heutigen Mürzlauf liegende „Hauptterrasse“ gehört anscheinend in den gleichen Zeitabschnitt.

Tektonische Verstellungen im Jungquartär lassen sich nicht nur nicht nachweisen, sondern mit Sicherheit für große Teile des Gebiets ausschließen. An Sedimenten dieses Zeitabschnittes sind nur ziemlich untergeordnete Terrassenreste (von Mürzzuschlag abwärts) bekannt — von den eiszeitlichen Moränen abgesehen, die in anderem Zusammenhang behandelt werden sollen.

#### Literatur:

Ampferer O., 1918, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 96, S. 1.

Ampferer O., 1922, Über morphologische Arbeitsmethoden. Jb. G. B. A., 72, S. 205.

Bädecker D., 1922, Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geogr. Jahrb. Österr., 12, S. 5.

Cornelius H. P. 1929, 1930, 1935, 1936, Aufnahmeberichte über Blatt Mürzzuschlag. Verh. G. B. A.

Cornelius H. P., 1936 (a), Geologische Karte des Raxgebietes, 1:25.000, und Erläuterungen dazu. Herausg. v. d. G. B. A.

Cornelius H. P., 1936 (b), Anstehender Fels im Flußbett der Mürz. Verh. G. B. A., S. 225.

Cornelius H. P. 1937, Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jb. G. B. A., 87, S. 133.

Duschnitz P., 1923, Die industrielle Erschließung des „Waldheimat“-Reviers. Montan. Rdsch., 15, S. 561.

Figge E. A., 1930, Der Friedensstollen der Feistritzalper Bergbau- u. Industrie-A. G. in Ratten (Oststeiermark). Montan. Rdsch., 22, S. 205.

Foetterle F., 1853, Mitteilung über die jüngeren Ablagerungen der nordöstlichen Steiermark. Jb. G. R. A., 4, 1853, S. 185.

- Geyer G., 1889, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jb. G. R. A., 39, S. 497.
- Glaebner M., 1935, Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. Verh. G. B. A., S. 167.
- Götzinger G., 1913 (a), Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 56, S. 54.
- Götzinger G., 1913 (b), Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. G. B. A., S. 61.
- Götzinger G., 1915, Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verh. G. B. A., S. 272.
- Heim Albert, 1919, Geologie der Schweiz. I, Leipzig.
- Heritsch F., 1921, Geologie der Steiermark. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 57.
- Heritsch F., 1927, Die Entstehung der Hochgebirgsformen. Graz (Leuschner und Lubensky).
- Hofmann E., 1926, Inkohlte Pflanzenreste aus dem Tertiär von St. Kathrein am Hauenstein. Berg- u. Hüttenm. Jb., 74, S. 152.
- Kerner-Marilau F., 1921, Aufnahme. Verh. G. B. A., S. 10.
- Kerner-Marilau F., 1925, Fossile Floren als Höhenmesser vorweltlicher Gebirge. Mitt. Geol. Ges. Wien, 13, S. 16.
- Kieslinger A., 1927, Geologie und Petrographie der Koralpe. IV: Alte und junge Verwitterung im Koralpengebiet. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 136, S. 95.
- Kieslinger A., 1928, Tertiäre Verwitterungsböden in den zentralen Ostalpen. Geol. Rdsch., 19, S. 464.
- Kober L., 1926, Geologie der Landschaft um Wien. Wien.
- Krebs N., 1903, Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Geogr. Abt., Nr. 8.
- Kudernatsch J., 1847, Über das urweltliche Vorkommen von Seen in Obersteiermark. Haidingers Ber., 1, S. 85.
- Lahn E., 1930, Znm geologischen Bau des Rax- und Schneeealpengebiets. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, S. 1.
- Lichtenecker N., 1926, Die Rax. Geogr. Jahrb. Österr., 13, S. 150.
- Miller v. Hauenfels A., 1859, Die steiermärkischen Bergbaue als Grundlage des provinziellen Wohlstandes. Wien.
- Miller v. Hauenfels A., 1864, Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark, nach geognostischen Zonen betrachtet. Tunners Berg- u. Hüttenm. Jb., 13, S. 213.
- Morlot A. v., 1848, Erläuterungen zur geologisch bearbeiteten VIII. Sektion der Generalquartiermeisterstabs-Spezialkarte von Steyermark und Illyrien. Wien.
- Morlot A. v., 1850, Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. Jb. G. R. A., 1, S. 99.
- Österreich K., 1899, Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jb. G. R. A., 49, S. 165.
- Petrascheck W., 1920, Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jb. G. Staatsanst., 70, S. 256.
- Petrascheck W., 1924, Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VI: Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. Berg- u. Hüttenm. Jb., 72, S. 5 (Allgemeines), S. 27 f. (Mürztal), S. 30 (Allenz—Turnau), S. 31 f. (Ratten).
- Petrascheck W., 1937, Österreichs Kohlenlager. In: Lagerstätten und Bergbau in Österreich; Znm Leobener Bergmannstag 1937 (Sonderdruck aus Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich), S. 1.
- Petrascheck W. E., 1929, Einiges über die Geröllführung im inneralpinen Miozän. Verh. G. B. A., S. 89.
- Schaffer F. X., 1909, Das Delta des norischen Flusses. Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, S. 235.
- Schaffer F. X., 1915, Über Miozän im Bereiche der Alpen. Ebendort, 8, S. 216.
- Schmidt W., 1920, Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 129, S. 639.
- Schwinuer R., 1935, Zur Geologie von Birkfeld. Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 72, S. 67.
- Sölch J., 1923, Das Semmeringproblem. Festschrift für F. Heiderich; Wien, S. 15.
- Sölch J., 1928, Die Landformung der Steiermark. Naturw. Ver. Steiermark, Graz.

- Spengler E., 1926, Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Z. Geomorph., 2, S. 21.
- Spengler E. (und Stiny J.), 1926 (b), Blatt Eisenerz—Wildalpen—Aflenz, 1:75.000, und Erläuterungen; G. B. A.
- Spengler E., 1931, Blatt Schneeberg—St. Ägyd, 1:75.000, und Erläuterungen. G. B. A.
- Staub R., 1934, Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., 69/1.
- Stiny J., 1922, Beziehungen des Tertiärs der Waldheimat zum Aufbau des Nordostsporns der Alpen. ZBl. Min., S. 49.
- Stiny J., 1923, Über die Anschließung des Felsenuntergrundes beim Planen von Wasserkraftanlagen. „Die Wasserwirtschaft“, 16/3, S. 25.
- Stiny J., 1924, Hebung oder Senkung? Petermanns Mitt., 70, S. 205.
- Stiny J., 1925, Standortliches aus den österreichischen Uralpen und Schieferbergen. ZBl. ges. Forstwesen, 51, S. 396.
- Stiny J., 1931, Zur Oberflächenformung der Altlandreste auf der Gleinalpe (Steiermark). ZBl. Min., Abt. B, S. 49 n. 97.
- Stur D., 1855, Über die Ablagerungen des Neogen (Miozän und Pliozän), Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihrer Umgebung. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 16, 1855, S. 477.
- Stur D., 1864, Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jb. G. B. A., 14, S.
- Stur D., 1866, Geologische Übersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. Herausg. v. Geogn.-Mont. Ver. Steiermark, Graz.
- Stur D., 1871, Geologie der Steiermark.
- Unger, 1847, *Chloris protogaea*. Beiträge zur Flora der Vorwelt. Leipzig.
- Unger, 1850, Flora von Kindberg. Haidingers Ber., 6, S. 2.
- Vacek M., 1886, Über die geologischen Verhältnisse des Flußgebietes der unteren Mürz. Verh. G. B. A., S. 455.
- Vacek M., 1888, Über die geologischen Verhältnisse des Semmeringgebietes. Verh. G. B. A., S. 60.
- Vacek M. und Geyer G., Blatt Mürzzuschlag, 1:75.000 (handkolorierte Manuskriptkarte im Archiv der G. B. A.).
- Wehrli H., 1928, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. G. B. A., 78, S. 357.
- Winkler(-Hermaden) A., 1914, Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 1914, S. 256.
- Winkler(-Hermaden) A., 1916, Erwiderung an Dr. F. X. Schaffer. Ebendort, 9, 1916, S. 87.
- Winkler(-Hermaden), 1924, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 132.
- Winkler(-Hermaden) A., 1926, Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geol. Rdsch., 17, S. 86, 196, 291.
- Winkler(-Hermaden) A., 1928, Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 137, S. 183.
- Winkler(-Hermaden) A., 1933 (a), Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jb. G. B. A., 83, 1933, S. 233.
- Winkler(-Hermaden) A., 1933 (b), Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaaumes. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 142, S. 81.
- Winkler(-Hermaden) A., 1936, Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische und wirtschaftliche Bedeutung. Z. Deutsch. Geol. Ges., 88, S. 357.
- Winkler(-Hermaden) A., 1937, Das Miozänbecken des unteren Lavantales (Ost-kärnten), ZBl. Min., Abt. B, S. 101 und 113.



# Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich).

Von Georg Rosenberg (Wien).

Mit 1 Textfigur.

In Fortsetzung der Mitteilungen von 1936 und 1937 sei nun das Gebiet des Wienergrabens<sup>1)</sup> bei Kaltenleutgeben geschildert. Kurze Vorbemerkungen enthält bereits der letztzitierte Bericht.

Wieder waren es Ergebnisse Solomonicas, die zu detailliertester Aufnahme anregten; wenn das nun Gewonnene frühere Ansichten nicht durchaus bestätigt, so bedeutet das keine „Kritik“ an diesen, sondern Weiterarbeit mit neuem Beweismaterial.

Der Wienergraben wird, wenn man das Gebiet der „Unteren Kälberhalt“<sup>2)</sup> einbezieht, von nicht weniger als 18, zum großen Teile tiefgehenden Steinbrüchen umgeben; eine gegen die Kaltenleutgebener Straße zu gelegene, vielfach verdoppelte südliche Reihe von Brüchen schließt die Mittel- und Obertrias des nördlichsten Teiles der Lunzerdecke auf, eine, nördlich von ihr gelegene, zeigt Jura-Neokom der Frankenfeserdecke.

Da diese Steinbrüche einander ziemlich nahe liegen, sind die Aufschlußverhältnisse im ganzen eher günstig, aber die Fehlräume machen sich in diesem kompliziert gebauten Gebiete bei fortschreitender Aufnahmsgenauigkeit sehr unangenehm bemerkbar. Eine Zerstückelung kommt schon im Bilde der geologischen Karten im Raume der „Kälberhalt“ deutlich zum Ausdruck.

Drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“, unmittelbar nördlich und nordöstlich des Eichkogels („Mathiasruhe“,  $\diamond$  430), ein in der Westflanke und ein an der Südseite dieser Kote gelegener Aufschluß bieten den Schlüssel zum Bau der Gegend. Sie werden daher von unserem Schnitte getroffen.

Die Wirkung der tektonischen Kräfte haben wir bereits (1937, S. 174) angedeutet. Sie ist in der nördlichen Aufschlußreihe, im Jura-Neokom der Frankenfeser Decke, so stark, daß das ursprüngliche Bild dieser Ablagerungen nur mehr in geschopter gebliebenen Partien durchscheint.<sup>3)</sup>

Aus diesen Inseln tektonischer Minderbeanspruchung gelingt es, wenn die übermäßig starke Spatdurchwebung zurücktritt, die „ursprünglichen“ Gesteinstypen herauszuarbeiten, wobei sich dann, durch langes Beobachten eng umgrenzter Räume, immer wieder Fossilfunde einstellen.

Noch Toulou (1871, S. 449, 450, und 1906, S. 276, 277) sieht keine großen Probleme. Den Jura des Eichkogelgebietes erwähnt er nur ganz flüchtig. Da er eine Zusammenfassung seiner Ansichten über den Bau dieser Gegenden bekanntlich überhaupt nicht veröffentlicht hat, ist eine, wohl sicher unter seinem Einfluß entstandene, farbige Manuskriptkarte „der Umgebung von Kalksburg“, zirka 1:17.600, die die Aufschrift

<sup>1)</sup> Eines nach WNW ziehenden, zwischen Waldmühle und Kaltenleutgeben in das Tal der Dürren Liesing mündenden linken Seitengrabens.

<sup>2)</sup> Spitz und Solomonica schreiben irrtümlich „Kälberhalt“.

<sup>3)</sup> Solomonicas erste bedeutsame Funde aus dieser Gegend entstammten einer solchen!

„Pauly“ (einer seiner Schüler) trägt, von Interesse. Sie wurde von Prof. A. Kieslinger im Geologischen Institut der Wiener Technischen Hochschule aufgefunden und in lebenswüchsigster Weise zur Verfügung gestellt. Das ganze Gebiet bis zur — damaligen — Flyschgrenze ist noch als einheitliche Schichtfolge Mitteltrias-Jura aufgefaßt. Interessant ist nur, daß an einer Stelle, wo er ungefähr tatsächlich den Wienergraben überstetzen könnte, Dogger in Klausfazies angegeben erscheint.

Spitz (1910, insbesondere Profil VI) teilt das erwähnte südliche Mittel- und Obertriasgebiet der „Höllensteinantikline“ — dem späteren Nordteil der Lunzerdecke, den nördlich anschließenden Jurastreifen der „Liesingmulde“ und den Nor-Rhätzug noch weiter im Norden schon der „Randantikline“ zu; letztere wurden dann zur Frankenfeserdecke gestellt. Seine „Höllensteinantikline“ hat ihre Bedeutung beibehalten. Die „Liesingmulde“ blieb umstritten.

Mariner (1926, vor allem Profil 7b) gibt für die Frankenfeserdecke (den Jura-Neokomstreifen und den nördlichen Nor-Rhätzug) das Faltenbauprinzip z. T. auf und damit auch die „Mulde“ Spitz.

An Fossilien waren bis dahin aus diesem, für den Bau entscheidenden Gebiet, zwischen dem Südwestende des Leopoldsdorferwaldes und der „Höllensteinantikline“, nur ein, nicht mehr genau zu lokalisierender *Belemnit* und *Aptychus Didayi* aus dem Neokom des Eichkogels (Funde Spitz) bekannt. Da Mariner kein neues Material bekanntgegeben hat, ist seine Liaseintragung in dieser Zone wohl noch als hypothetisch aufzufassen, desgleichen die Einstellung der Oberkreide an der Hauptüberschiebung. Sein Grundprinzip des Baues, das steile Aufsteigen der Frankenfeserdecke aus der Tiefe und die Umbiegung der ganzen Trias-Jura-Folge ihrer Hangenteile in Nordfallen kann nur als durch alle Beobachtungen bestätigt erklärt werden. Der Hauptdolomitzug des Leopoldsdorferwaldes wird, zumindest in seinem Mittelteil, als enggepreßte Antiklinale gedeutet (Südteil der „Randantikline“ Spitz).

Solomonica hat in eingehender Analyse dieses Gebietes (1934, S. 99, 100, 102, 107, 113, Tafeln II und III) viel Beweismaterial gegeben, um zu zeigen, daß der auffallende lange, schmale Trias-Jura-Oberkreidestreifen zwischen dem Leopoldsdorferwald und der Lunzerdecke ein, an den Schmalseiten offener, fensterartiger Kanal der Frankenfeserdecke<sup>1)</sup> sei, der zwischen dem geschlossenen Gebiet der Lunzerdecke im Süden und der Deckscholle (?) im Norden sattelartig emportauche.

Seine kartenmäßige Darstellung leidet aber sehr stark an dem zu kleinen Maßstab, der es nicht erlaubt, die Positionen der stratigraphischen Ausscheidungen mit genügender Genauigkeit zu fixieren. Für ein Teilgebiet bemerkt er das (S. 100) ausdrücklich selbst. So steht der Liaszug nicht so weit nordöstlich vom Eichkogel, unmittelbar an der Nordgrenze der Fensterzone, sondern fast genau in deren Mitte, nordnordöstlich der genannten Kuppe, die südlich von ihm eingetragenen Hauptdolomit-Jurapartien sind ganz unklar, die Oberkreide bildet keine verkleidenden Kanäle zwischen allen Aufschlußzonen, sondern tritt nur südlich des Rhätspornes nordöstlich vom Wienergraben und östlich vom Eichkogel in den Bau ein.

Diese Form der Postierung erleichterte aber die künstliche Unterscheidung einer nördlichen Fenstergrenze mit Nordfallen und einer südlichen mit Südfallen (S. 99, 102). „Nordgrenze“: Die (unvermessenen!) Jura-Neokomvorkommen an der Südseite des Leopoldsdorferwaldes beweisen nichts; sie können ohne weiteres das stratigraphisch Hangende des Hauptdolomits sein. Die „Inseln östlich des Eichkogels“ sind dessen streichende Fortsetzung und stehen — wie dieser selbst — nicht an der Nord-, sondern an der Südgrenze! Der tektonische „Engpaß“ beim Bahnhof bleibt wohl am besten außer Betracht; nicht weil Spitz (Profil VII) dort Nordfallen unter Hauptdolomit hat, sondern, weil da jede Erörterung, was Nord- oder Südseite sein könnte, ihren Sinn verliert. (Die zwei westlicheren Vorkommen bleiben einer eventuell späteren Betrachtung vorbehalten.) „Südgrenze“: Daß Hangenteile der Frankenfeserdecke mit Südfallen unter die Lunzerdecke eintanchen, beweist nichts für ihren Antiklinalbau! An der angeschlossen Hauptüberschiebung im Wienergraben keine „Gosau“!

<sup>1)</sup> Die Zugehörigkeit dieser Zone zur geschlossenen Frankenfeserdecke und in anderer Lagerung ist unbestritten!

Unter diesen Verhältnissen war es am besten, an einer geeigneten Stelle, zur Aufnahme und Vermessung im Planformat (teilweise bis 1:100) zu schreiten, wobei sich das Gebiet der drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ und des Eichkogels schon durch seinen Fossilreichtum und durch erträgliche Interpolationsräume empfahl.

Hatten wir 1937 einen Schnitt vom Ostende des Leopoldsdorferwaldes nach Norden gegeben, so folgt nun ein Profil vom Südwestende dieses langen Hauptdolomitzuges nach Süden<sup>1)</sup> bis in die Lunzerdecke. Es ist sozusagen ein Detail zu Spitz' Schnitt VI, Mariners Schnitt 7 b und Solomonicas Sammelprofil auf Tafel II.

Beginn am unausgeprägten Kammstück des Leopoldsdorferwald-Südwestendes, unmittelbar nördlich vom breiten Weg zur Wienerhütte, in Richtung S, auf  $\diamond$  430 zu, mit dem Komplex der

Schichten 1 und 2:

Zirka 30 m kalkreiche, feinkörnige Breccie („Hauptdolomitmylonit“?) und gelbliche, kalkreiche Rauhwaacke. Streichen und Fallen unbestimmbar. Nur der Frankenfelseerdecke (Nachweis 1937).

Hierauf zirka 45 m aufschlußloses Terrain. In dessen nördlichen Teil, südlich von der letzten Rauhwaackelage:

Schicht 3:

Sicher dem hier Anstehenden entstammende Lesesteine eines dichten, dunkelgran-schwarzen Mergelkalkes. Rhät oder Unterlias.

Im südlichen Teil der vegetationsbedeckten ebenen Strecke Lesesteine, die vielleicht schon zum darauffolgenden *Ariden*-Lias gehören.

Obwohl im Profil selbst nicht beobachtet, ist etwa hier, zwischen den Schichten 3 und 4<sup>2)</sup> ein Zug von flyschartiger Oberkreide der Frankenfelseerdecke einzustellen, der in der westsüdwestlichen Fortsetzung unseres Gebietes auf den Wegen, die gegen den Wienergraben hinabführen, im Streichen deutlich zu spüren ist und sich dort konstant scheinbar im Süden vom sicheren Rhät hält.

Gesteinstypus: Feinkörnige, grane, kalkhaltige Sandsteine (frische Kerne brausen!), lueckig, braun anwitternd. Cenoman oder Gosau.

Im Profil sind wir damit am Nordrand der oft erwähnten drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ angelangt. Der westlichste liegt nördlich vom Eichkogel ( $\diamond$  430), der mittlere und der östlichste schließen östlich im Streichen fast unmittelbar an. Die Schichtfolge ist eine Kombination aus allen drei Aufschlüssen, jedoch mit überall vertretbarem Anschluß normal zum Streichen.

Richtung N gegen S:

Schicht 4:

Im tektonisch Hangenden, stratigraphisch Liegenden: Zirka 5 m, 30—45° nordfallende, plattige, linsenförmig zerscherzte, dichte, licht gelblichbraune und auch dunkler grüngraue Cephalopoden führende Mergel(?)kalke, die gelegentlich kleine „Flecken“ zeigen, und dunklere grünlichbraune Fleckenmergel,<sup>3)</sup> zu denen alle Übergänge bestehen. Die Mergelkalke und Übergangstypen führen: *Arietites* sp. (non s. str.), *Arietites* (*Asteroceras*) cf. *stellaris* Sow., (?) *Ophioceras* cf. *varicostatum* Ziet., *Belemnites* sp., *Crinoiden*-Reste. Somit: Unterlias, u. zw. Sinémurien s. str. — Lotharingien (Ober- $\alpha$  und  $\beta$ ). Im stratigraphisch Liegenden kann die Wäner-Zone des *Arietites rotiformis* inbegriffen sein, im Hangenden ist die „*varicostatum*“-Zone vielleicht noch vertreten.

Darunter, stratigraphisch darüber

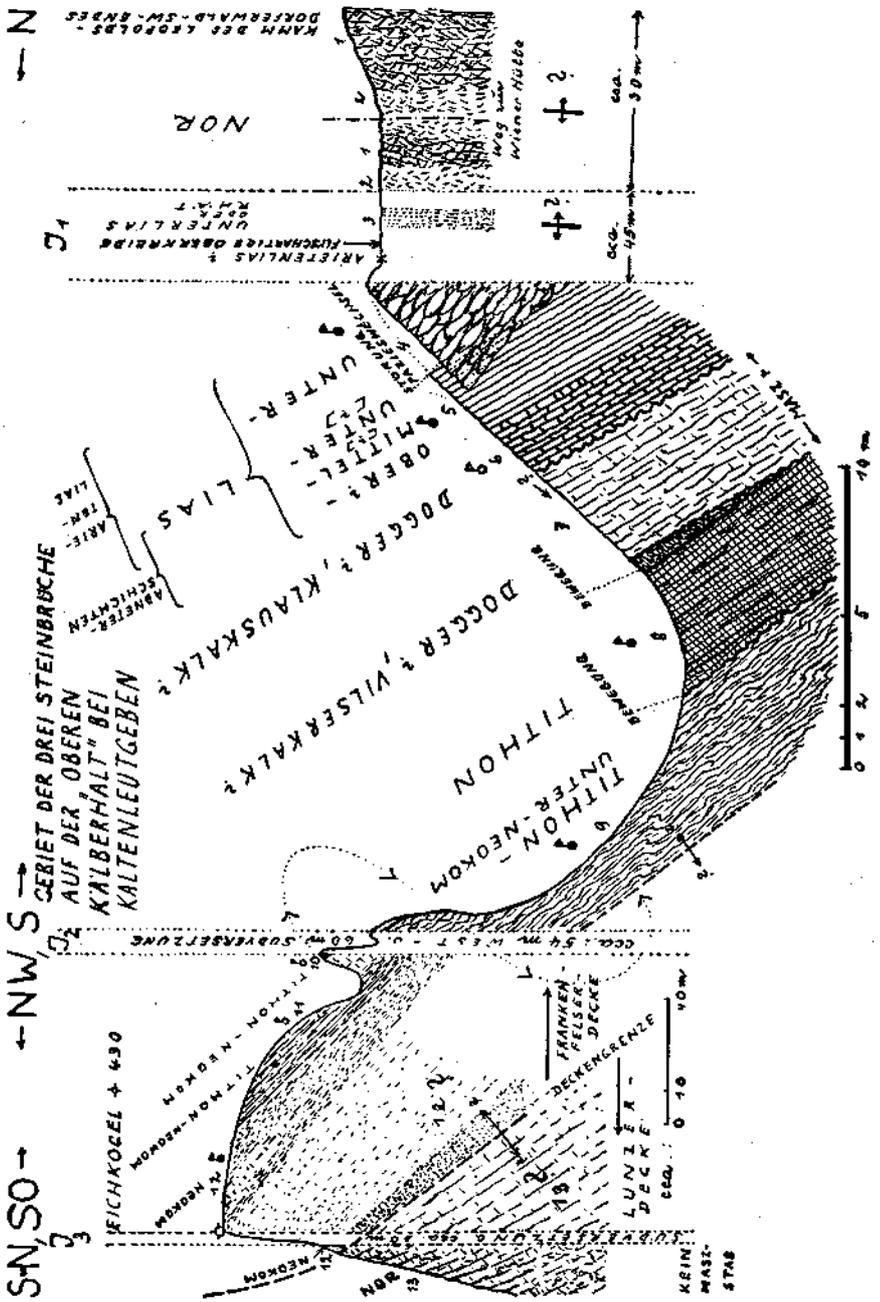
Schicht 5:

Zirka 2—2.50 m, etwa 60° nord- bis nordnordwestlich fallende, plattige, tonreiche, dunkel karmin-braunrote und licht brännlichrote, Cephalopoden führende Kalke, in

<sup>1)</sup> Mit einer Abweichung!

<sup>2)</sup> Wenn 3 Rhät ist, sonst zwischen 2 und 3!

<sup>3)</sup> In diesen eine Form, die auf *Arietites* (*Asteroceras*) zu beziehen sein könnte. Die Bestimmung ist aber nicht sicher!



I = Interpolations- und Versetzungsräume.  
 Schwarze Fähnchen: Fossilbelegte Schicht.  
 Weiße " " Fossilien ohne Leitwert.

einzelnen Lagen lichtgraue und licht graubraune Partien „wolkenartig“ verteilt. (Solomonica, 1934, S. 39.)<sup>1)</sup> Sie führen: *Belemnites* sp., *Lytoceras* sp., ? *Protogrammoceras italicum* Fuc., *Hildoceratoides* cf. *Lavinianum* Mgh., var. *conjugens* Fuc. (Funde Solomonicas), ferner: *Phylloceras* (*Geyeroceras*) cf. *cylindricum* Sow., var. *Bielzii* Herb., *Phylloceras* sp., ? *Oxymiticeras* sp., *Nautilus* cf. *arariformis* Pia, *Aegoceras* (*Amblyoceras*) sp., ? *Deroceras* sp., ? *Hildoceras* sp., *Atractiles* sp. Somit höchstwahrscheinlich: Unterlias, u. zw. Oberer Unterlias (Lotharingien,  $\beta$ ), Mittelias und Oberlias (?) in Adneterfazies.

Darunter, stratigraphisch darüber

Schicht 6:

Zirka 1—2 m, etwa 60° nordnordwestlich fallende, plattig-höckerige, teilweise massige, dunkelbraunrote und dunkel-ziegelrote, *Crinoiden*-Reste führende, dichte Kalke mit: *Belemnites* sp., ? *Orthacodus* (*Sphenodus*) sp. Da sie stratigraphisch über Adneterkalken, die in ihren obersten Lagen wahrscheinlich bereits oberliasisch sind und unter sicheren Äquivalenten des Tithon-Neokoms liegen, vertreten sie vielleicht eine oder mehrere Doggerstufen. Lithologisch ist am ehesten an eine *Crinoiden*-Kalkfazies des Klauskomplexes zu denken,<sup>2)</sup> doch muß die Möglichkeit, daß sie eventuell ganz oder teilweise noch in den Lias gehören, natürlich offen gelassen werden.

Schicht 7:

In einer wegen der hier kaum zu lösenden tektonischen Komplikationen schwer zu deutenden Position, aber sicher in engster Verbindung mit Schicht 6, höchstwahrscheinlich in deren Hangenden, treten heute etwa 3—4 m mächtige, grob- und feinkörnig-spätige, lichtrötliche, tonreiche Kalke (teilweise wie feinkörniger Hierlatzerinoidenkalk) auf, bei denen auf Grund ihrer wahrscheinlichen Lage im Profil, zwischen Ober(?)lias, bzw. *Crinoiden*-„Klans“ (?) kalken und Tithon-Neokom und ihres Gesteinscharakters<sup>3)</sup> tatsächlich an eine Vertretung des Calloviens in Fazies der Vilserskalke gedacht werden könnte, eine Vermutung, die für das östlich gelegene Gebiet von „Mauthaus“ bereits von Solomonica (1934, S. 100) ausgesprochen worden ist. Dort handelt es sich zwar um Hierlatzkalke der Lunzerdecke, aber für unser Profil ist die Vermutung zutreffend! Hieher vielleicht auch ein licht-fleischroter, mittelkörnig-schuppig struierter Kalk aus dem östlichsten Bruche.

Darunter, stratigraphisch wohl darüber (ob der heutige Kontakt tektonisch oder stratigraphisch ist, läßt sich nicht feststellen)

Schicht 8:

Zirka 4 m, 50—55° nördlich bis nordnordwestlich fallende, dünn gebankte, fleischrote, dichte, tonige Kalke. Makroskopisch nur eine Cephalopodenspur, im Schriff<sup>4)</sup> jedoch *Calpionella alpina* Lorenz, somit liegt bereits Tithon-Unter-Neokom (Berriasiens) vor. Auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit ist nur an Tithon zu denken, die Schichte ist ein Äquivalent der Tithonflaserkalke.

Darunter, stratigraphisch darüber, als letztes, der in diesen Steinhüchen aufgeschlossenen Glieder

Schicht 9:

Zirka 4 m, mittelteil nordfallende, dichte, lehmgelb-braune und bräunlichgraue, etwas splittiger brechende Kalke, letztere mit ?? *Atractiles* sp., *Belemnites* sp., ferner

<sup>1)</sup> Das muß, allein genommen, noch nicht Fazieswechsel andeuten, denn die färbende  $Fe_2O_3$ -Substanz kann ihre primäre Dichteverteilung verloren haben (Kieslinger). Gerade stratigraphisch tiefe Bänke, gegen den Arietenlias zu, sind nämlich wieder sehr rot.

<sup>2)</sup> Zu diesen Überlegungen siehe Trauth, 1921!

<sup>3)</sup> So ist auch das von den Vilserskalken (Trauth, 1921, S. 225) beschriebene Vorkommen dichter Typen beobachtet!

<sup>4)</sup> Ein Teil der zur Besprechung gelangenden Schilfe wurde in dankenswerter Weise von Herrn O. Krofian (Wien) hergestellt.

Zu ihrer Beurteilung wurde u. a. auch herangezogen: M. Lucien Cayeux, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, Mém. p. s. à l'expl. d. l. carte géol. dét. de la France, Paris 1916, ein Werk, für dessen Beistellung aus seinem Privatbesitz wir Herrn Prof. A. Kieslinger zu besonderem Danke verpflichtet sind!

dichte, graubraune Mergelkalke mit *Lamellaptychus seranomis* (Coqu.) f. typ. und lichtgrünlichbraungraue, dichte Kalke. In Schiffen aus diesen Lagen *Foraminiferen* aus der Familie der *Textularidae*, vereinzelte *Radiolarien* und, wie in Schicht 8, *Calpionella alpina* Lorenz. Somit Tithon-Unterneokom (Berriasien), Niveau der tithonisch-neokomen Aptychenkalke bis Mergelkalke. Die Färbung ist im ganzen vielleicht dunkler als meistens angegeben wird; trotz der *Radiolarien* und der Splittierigkeit scheinbar, wenn überhaupt, nur bescheidener Kieselgehalt. (Vollständiger Gestaltsverlust, gänzliche Auflösung in HCl.) Im Schiff feines amorphes, lappig-buchtiges Kalkgrundgewebe, nur vereinzelte größere Körner, die Haarrißzerlegung scheint unter ein gewisses Maß nicht herabzugehen. In diesem Komplex auch Reste sehr großer, unbestimmbarer Cephalopoden.

Es folgt nun ein Interpolations- und Versetzungsraum, der zwischen dem Südrand des westlichsten der eben besprochenen drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ und dem Nordrand des großen oberen, nordöstlichsten Aufschlusses der Westflanke des Eichkogels (♢ 430) liegt. Der Fehrraum umfaßt eine Westversetzung von zirka 54 m und eine Südversetzung von zirka 60 m.

Von einem, damit erreichten, in der Nordseite des großen oberen Eichkogelbruches, etwas östlich von der Stelle, wo dessen Nordwestrand anfängt, gelegenen Punkt setzt das Profil in Richtung SO, ungefähr auf den Gipfel des Eichkogels zu, wieder ein, u. zw. mit Schicht 10:<sup>1)</sup>

Zirka 1 m, flach etwa nordnordwestlich einfallenden stumpfrötlichen, milden Mergelschiefern und mit Kalklagen infiltrierten, bräunlichgrauen, härteren geschieferten Mergeln (ein Rollstück mit Fukoiden). Zwischen Tithon-Unterneokom im stratigraphisch Liegenden und Neokom im weiteren Hangenden kommt wohl am ehesten Neokom in Frage.

Darunter, ob stratigraphisch darüber ist nicht gesichert:

Schicht 11:

Zirka 15—20 m, etwa 45° und auch steiler, ungefähr nordwestlich fallende, teilweise massige, vor allem aber plattig- bis dünnplattige, dichte, liebbraune und licht-bräunlichrote sowie dichte, dunkelkarminbräunlichrote, auch fast grauviolette Kalke; in einer heller roten Lage: *Belemnites* sp.

Trotz der großen Einengungsmöglichkeit ist die Horizontierung dieser Lagen nicht leicht. Gegen das stratigraphisch Hangende zu ist eine Trennung vom sicheren Neokom nicht durchführbar, und es mögen daher die (stratigraphisch) höher liegenden Teile schon zum Neokom gehören. Die mehr massigen, sehr hellen Kalke, die im stratigraphisch Liegenden vorherrschen, jedoch ins Neokom zu stellen, ist wegen ihres Gesteinscharakters nicht recht zu verantworten; sie gehören viel eher in das Tithon. Jedenfalls muß auch Schicht 11 vorläufig in das Niveau der tithonisch-neokomen Kalke gestellt werden.

Darunter, stratigraphisch darüber:

Schicht 12:

Zirka 20 m (rohe Schätzung, Messung schwer möglich), etwa 40° nordwestlich fallende, völlig zerscherte, licht bräunlichgraue Kalkschiefer mit gellichem Besteg auf den Gleitflächen. Sie führen *Lamellaptychus Didayi* Coqu. (Funde Spitz' und Solomonicas) und sind somit Neokom, Niveau der hellen neokomen Aptychenkalke. Darinnen noch einmal, „selektiv“ geschont, oder tektonisch eingemischt, eine Stufe massigen, hell graubraunen Kalkes. 12 ist wohl überhaupt nur die tektonisch noch stärker hergenommene stratigraphische Fortsetzung von 11, ohne Wechsel in der ursprünglichen Gesteinsbeschaffenheit; eine Trennung ist in der Natur nicht durchzuführen, nur sebelnen uns die sicheren Neokomfossilien bisher nur aus 12 zu stammen. In Rollstücken (aus 11 oder 12) sporadisch neokome „Rostflecken“.

Dieses Neokom bildet nun den Gipfelkamm des Eichkogels und tritt noch in den höchsten Teilen der Nord- und Nordwestwand des großen, in der Südseite des Eichkogels gelegenen Steinbruches als schmales Band über dessen Hauptdolomit zutage. Man kann daher mit fast völliger Sicherheit annehmen, daß es den ganzen Raum zwischen dem eben profilierten Aufschlusse und dem Hauptdolomit des Südhang-

<sup>1)</sup> Am „Fixpunkt“ selbst steht dieses Glied zwar gerade nicht an, ist aber im Streichen über Schicht 11 sonst weithin zu verfolgen. Im profilierten oberen Eichkogelbruch ist es, unter einer Lage Gehängeschichtes etwas südwestlich vom Fixpunkt in der Nordwestseite auf größere Erstreckung gut aufgeschlossen und wurde von dort in das Profil eingesetzt!

bruches einnimmt. Wenn man, stets im Streichen des Neokoms bleibend, an die Südwestecke des Tithon-Neokomaufschlusses geht, ist der schlechter aufgeschlossene, aber ebenfalls von Neokomaufbrüchen der Schichte 12 besetzte Raum gegen den großen Südhangbruch zu nur mehr sehr klein. In letzterem Aufschlusse, tektonisch unter dem Neokomband der Frankenfelserdecke, in mächtiger Wand aufgeschlossen:

Schicht 13:

Zirka 70° nordnordwestfallender<sup>1)</sup> Hauptdolomitmylonit: Nor der Lnnzerdecke.

Wir verzeichnen somit folgende Neufunde, denen wir einige Bemerkungen über ihre Bestimmung vorausschicken und beifügen:

Da es sich um Material aus einer Gegend handelt, in der äußerst schlechter Erhaltungszustand vermutet werden muß, glauben wir, einen besonderen Anspruch auf Kenntnis der objektiven Bedingungen und der befolgten Methodik erfüllen zu sollen.

An guten alpinen Objekten gemessen, ist der Erhaltungszustand als schlecht zu bezeichnen, für diese Gegend aber doch, wenigstens z. T., als recht gut! Von den zur Bestimmung herangezogenen Exemplaren sind viele ganz oder so weit vom Hüllgestein befreit, daß entscheidende morphologische Merkmale (Externseiten, Dimensionen) beobachtet werden konnten. Die Zahl der zur Verfügung stehenden Exemplare erlaubte z. T. sogar eine gewisse Sonderung.

Wenn wir uns andererseits auch bewußt sein mußten, daß der Zustand des Materials, vor allem in Hinblick auf die Präparationsmöglichkeit (Loben!) strengsten paläontologischen Anforderungen nicht entspricht, so kam doch ein Verzicht auf die Bestimmungen, wegen der Bedeutung dieser Funde, nicht in Frage.

Östlichster der drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“, nordnordöstlich des Eichkogels:

Nordseite: Tektonische Hangendlage = stratigraphisch Liegendes, Übergangsfazies: Lichte, *Cephalopoden* führende Mergelkalke-Fleckenmergel.<sup>2)</sup>

*Arietites* sp. (non s. str.).

Somit Unterlias, u. zw. von Sinémurien s. str. (Ober- $\alpha$ ), (inklusive!) aufwärts, im stratigraphisch Liegenden möglicherweise noch die Wähner-Zone des *Arietites rotiformis* umfassend. Schon dem Lotharingien ( $\beta$ ), u. zw. (nach Koken) der „*Turneri*“- oder der „*obtusum*“-Zone entstammt:

*Arietites (Asteroceras)*<sup>3)</sup> cfr. *stellaris* Sow.,

ein sehr großes Exemplar, vergleichbar der von Parona (Contr. alla Con. d. Amm. liasische di Lombardia, Mém. d. l. Soc. pal. Suisse, Vol. XXIII, 1896, Parte I, Amm. del Lias inf. d. Saltrio, Tav. VI, Fig. 1 a) abgebildeten Form.

Auch auf Lotharingien ( $\beta$ ), u. zw. schon auf die „*rariocostatum*“-Zone deutet:

(?) *Ophioceras* cfr. *rariocostatum* Ziet.

Ein, trotz mäßigen Erhaltungszustandes als wohl zur „*rariocostatum*“-Gruppe gehörig kenntliches Exemplar. Die, wahrscheinlich auch im unverdrückten Zustand hochgezogen gewesenen Flanken entfernen es vom Typ der Spezies (Ziethen) und nähern es dem andern Ende der Reihe (manchen Wright-Exemplaren). Der Rippenzahl nach steht es bei der von Vadász mit nicht sehr glücklichem Griff geschaffenen „*rariocostatoides*“-Mittelgruppe (bei einem Durchmesser von 60 bis 70 mm zirka 24—25 Rippen). Ein anderes, stark verzogenes, wahrscheinlich ebenfalls hiergehöriges Exemplar scheint auch der Wright-Varietät mit den hohen Umgängen nahezustehen. Seine Rippenzahl ist größer als die des Typus.

<sup>1)</sup> Soweit die Lagerungsverhältnisse noch erkennbar sind!

<sup>2)</sup> Im Mittel- und Ostteil dieses Aufschlusses besteht eine gewisse Verwechslungsgefahr zwischen Funden aus der Nord- und Südseite, doch dürften wohl alle unter „Nordseite“ angeführten Funde tatsächlich aus dieser stammen!

<sup>3)</sup> Den Hinweis auf die Zugehörigkeit dieses Exemplars zur „*obtusum*“-Gruppe verdanken wir Herrn Direktor Trauth!

Solche „*Ophioceras*“-Formen scheinen weitaus die häufigsten an dieser Stelle zu sein. Eine sichere Trennung von *Vermiceras* (die nicht einmal Daqué klar einhält!) ist nicht durchführbar, aber für die Einreihung der Schicht 4 im ganzen nicht von Bedeutung.<sup>1)</sup>

*Belemnites* sp.

Westseite: Tektonische Liegendlage = eine der stratigraphischen Hangendlagen der vorigen; dunkelrote, tonige *Crinoiden*-Kalke:

? *Orthacodus* (*Sphenodus*) sp.,

eine Form mit etwas unterhalb der Spitze beginnender zarter Längsriefung.

Mittlerer der drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ nord-nordöstlich des Eichkogels:

Nordseite: Adneterfazies:

*Phylloceras* (*Geyeroceras*) cfr. *cylindricum* Sow., var. *Bielzii* Herb.

*Geyeroceras cylindricum* gilt wohl vornehmlich als Unterliasform; Vadász führt sie als in der „Bucklandi“-Zone vorkommend an, bei Daqué erscheint sie aber auch in der Zusammenstellung der Mittelliasformen aus den alpinen „bunten *Cephalopoden*-Kalken“. Da eine, gleich anzuführende *Oxymoticeras*- und eine *Nautilus*-Form aber auf Oberen Unterlias weisen, halten wir den Nachweis von Unterlias auch in der Adneterfazies dieses Aufschlusses mit großer Wahrscheinlichkeit für erbracht.

*Phylloceras* sp.

Gehört wahrscheinlich in die Verwandtschaft von *Phylloceras oenotrium* Fuc. (Obwohl diese Spezies jetzt nach Pia und besonders Gugenberger mit *Phylloceras Bonarelli* Bett. zu vereinigen ist, muß der Vergleich mit als „*Phylloceras oenotrium* Fuc.“ beschriebenen Exemplaren durchgeführt werden, weil es solchen ähnlich ist und zu dieser Detailfrage auf Grund unseres Objektes natürlich nicht Stellung genommen werden kann.<sup>2)</sup> Mit *Phylloceras*-„*oenotrium*“-Exemplaren besteht in der Größe und in den Dimensionen annähernde Übereinstimmung.

Maßvergleich:

dieses Exemplar von der „Kälberhalt“:	mit einem gleich großen Fucinis:	und mit dem Exemplare von Vadász:
D zirka! .....105 mm	D .....106 mm	D .....72 mm
h ..... 61%	h ..... 56%	h .....59%
b ..... 31%	b ..... 31%	b .....26%
n ..... 10%	n ..... 11%	n .....10%

Wohl Oberer Unterlias Lotharingen ( $\beta$ ) oder Unterer Mittellias Pliensbachien ( $\gamma$ ).

? *Oxymoticeras* sp.

Sehr schmale und hohe Umgänge, mittelweiter Nabel, mit, so weit sich dies bei dem schlechten Erhaltungszustand beurteilen läßt, sehr wenig steilen Nabelwänden, die durch sanfte Rundung in die Flanken übergehen. Auch bei Freilegung einer inneren Windung wurde keinerlei Skulptur sichtbar. Lobenpräparation undurchführbar. Keine sichere Abtrennung von großen *Harpoceren*!

D zirka! .....130—140 mm
h „ .....50%
b „ .....12% (?)
n „ .....17%

<sup>1)</sup> So bildet Hauer (*Ceph.* aus dem Lias usw., Denkschr. Akad. Wiss., XI. Bd., Wien 1856) auf Taf. VI, Fig. 1, einen *Vermiceras* „*nodotianum* d'Orb.“ ab, der unserer Meinung nach zu *Ophioceras varicosatum* gehört. Die Lobenlinie der Fig. 3 ist von einem anderen Exemplare! Schröder wieder stellt *Ophioceras varicosatum* überhaupt zu *Vermiceras*.

<sup>2)</sup> Übrigens wird in allerneuester Zeit *Phylloceras oenotrium* doch wieder getrennt gehalten (Gugenberger).

Maßübereinstimmung mit *Oxyntoceras inornatum* Pia, einer Form des Oberen Unterlias von Adnet.

*Nautilus* cfr. *arariformis* Pia.

Ein gut erhaltenes, doppelseitiges Exemplar, Mindestdurchmesser zirka 125 mm, Verlauf der Loben gut, auf der Externseite gerade noch kenntlich. (Die Bestimmung ist ziemlich sicher!)

Oberer Unterlias ( $\beta$ ) (?).

*Aegoceras* (*Amblyoceras*)<sup>1)</sup> sp.

zeigt als „*Capricornier*“ (alpin) auf Mittellias, nach Daqué (Übersicht) auf sicheren Oberen Unterlias Lotharingien ( $\beta$ ), eventuell auf Unteren Mittellias, Plienshachien ( $\gamma$ ), fügt sich also dem Charakter der übrigen Formen, die höchstwahrscheinlich Unter- und Mittellias anzeigen, gut ein!

Wahrscheinlich bereits auf Mittellias, u. zw. insbesondere auf Pliensbachien ( $\gamma$ ) (?) weist

? *Deroceras* sp.

Ferner fand sich

? *Hildoceras* sp.

was auf Oberen Mittellias — Oberlias deutet.

Den gleichen Schichten, ohne genauere Horizontierungsmöglichkeit als Lias i. A. entstammt ein großes Bruchstück von

*Atractites* sp.

In diesem Aufschlusse trifft man manchmal auf Windungsbruchstücke unbestimmbarer, sehr großer Formen (eines zeigte z. B. einen Mindestdurchmesser von zirka 170 mm an), die den Schichten 6 oder 7 entstammen.

Westlichster der drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ nördlich des Eichkogels:

Nordseite: Tektonische Hangendlage = stratigraphisch Liegendes.

Übergangsfazies: Lichte, *Cephalopoden* führende Mergelkalke-Fleckenmergel:

*Belemnites* sp.

*Crinoiden*-Reste.

Ferner, nebst unbestimmbaren gerippten Ammonitenwindungsbruchstücken eine sehr große Form (meßbarer Halbmesser, der allerdings gerade etwa in die Gegend der größeren Achse des verzerrten Querschnittes fällt, zirka 74 mm!), langsam anwachsend, mindestens acht Windungen, hochgezogene, flache Flanken, zahlreiche, eng stehende, an Abstand zunehmende Rippen, die auf der letzten sichtbaren Windung ziemlich stark nach vorne gezogen sind; eine Trennung der in Betracht kommenden Genera: *Caloceras*, *Arietites* (*Vermiceras*), *Ophioceras* leider nicht durchführbar. Große Ähnlichkeit besteht mit dem von Tilmann (Die Fauna des unteren und mittleren Lias in Nord- und Mittel-Peru, Neues Jahrbuch usw., XLI. Beil.-Bd., Stuttgart 1917, S. 666, und Taf. XXIII, Fig. 1) mit *Arietites Coregonensis* Sow. verglichenen Exemplare aus peruanischen *Arietiten*-Schichten, worauf bei Bestimmung besserer Funde zu achten sein würde!

Unterlias und damit die streichende Fortsetzung des gleichen Niveaus aus dem östlichsten Bruche herüber, auch an dieser neuen Stelle, ebenfalls im (tektonisch!) Hangendsten der übrigen Glieder dieses Aufschlusses ist jedoch sichergestellt.

<sup>1)</sup> Für den Hinweis auf das Subgenus sind wir Herrn Dr. L. Kovács, Debrecen, zu bestem Danke verpflichtet!

Ostseite: Schicht zwischen „Vilserkalk“ und den tektonischen Liegend-, stratigraphischen Hangendlagen; in Schliften der dünngebankten, fleischroten, dichten, tonigen Kalke:

*Calpionella alpina* Lorenz,

in guter Erhaltung und großer Anzahl. Leitform des Tithon-Unter-neokom (Berriasien), die es gestattet, diese Lage auf Grund ihrer Gesteinsbeschaffenheit in das Tithon, Niveau der Tithonflaserkalke zu stellen.

Südseite: Tektonische Liegendlagen = stratigraphisch Hangendes:

?? *Atractites* sp.

*Belemnites* sp.

In einem losen Blocke dichten, graubraunen Mergelkalkes auf der kleinen Halde dieser Seite, der höchstwahrscheinlich auch aus den stratigraphisch hangendsten Lagen dieses Aufschlusses stammt, fand sich:

*Lamellaptychus seranonis* (Coqu.) f. typ.,<sup>1)</sup>

eine Form, die laut freundlicher Mitteilung durch Herrn Direktor Trauth, nur ganz sporadisch im Tithon, jedoch sehr häufig im Neokom vorkommt. Der Beweis, daß die tektonischen Liegendlagen dieses Aufschlusses tatsächlich das stratigraphisch Hangende sind, ist damit jedenfalls erhärtet. Soweit feststellbar, scheint es sich um die (tektonisch liegendste) stratigraphisch hangendste Lage zu handeln.

Nicht ganz genau zu lokalisieren, aber sicher dem Komplex der stratigraphischen Hangendlagen dieser Aufschlußseite entstammend, sind Reste sehr großer unbestimmbarer *Cephalopoden*. Ein solcher auch aus dem Tithon der Ostseite!

Im Schcliffe zeigen Typen aus den gleichen Lagen großen *Foraminiferen*-Reichtum, neben Formen aus der Familie der

*Textularidae*

konnte, wenn auch nicht so ausschließlich wie im Tithon der Ostseite,

*Calpionella alpina* Lorenz

beobachtet werden, die es erlaubt, diese stratigraphischen Hangendlagen in das Tithon-Unterneokom (Berriasien) einzureihen. Vereinzelt auch

*Radiolarien*.

Stratigraphische Bemerkungen und Lagerungsverhältnisse.

Frankenfeslerdecke.

Nor und Rhät, dieses an der direkten Profilstelle gerade fraglich, bieten in ihrer Ausbildung nichts Bemerkenswertes. Der Hauptdolomit des Leopoldsdorferwaldes geht schon östlich des Wienergrabens oberflächlich zu Ende, das Rhät und die begleitende fälschartige Oberkreide überschreiten, wie schon Spitz eingetragen hat, noch die Bachrinne. Wir glauben nicht an ein Abschneiden dieser Elemente (Spitz, *Solomonica*) und stellen den Hauptdolomitzug des Doktorberges,<sup>2)</sup> die Fortsetzung des Leopoldsdorferwaldes auch zur Frankenfeslerdecke, da an seiner Nordseite, bei  $\diamond$  383, ja fossilführende Kalkburgerschichten anstehen.<sup>3)</sup> Nordwestlich von diesen noch ein Fetzen von Hauptdolomit, ONO—WSW streichend und saiger stehend — das tektonische Äquivalent des Himmelswiesenzuges bei Kalksburg, schon von Spitz (1910, S. 402) erwähnt.

<sup>1)</sup> Nach gütiger Bestimmung durch Herrn Direktor Trauth!

<sup>2)</sup> Koten 383 und 428; schon Spitz (1910, S. 403) stellt diesen Zng zur „Randantikline“!

<sup>3)</sup> Spitz (1910, S. 369), *Solomonica* (1934, S. 28). Es sind die der „Stephaniegasse“. Augenblicklich sind sie am neuen Fahrweg gegen den westlichen Gernberg hinauf sehr gut aufgeschlossen!

Das Hettangien ist im Profil gegenwärtig nicht nachzuweisen. Solomonica (1934, S. 28) führt, nach Spitz' und eigenen Funden Kalksburgerschichten „vom obersten Wienergraben“ an. Leider ist diese Positionsangabe so ungenau, daß die Stellung dieses Vorkommens offen bleiben muß. Immerhin ist nicht auszuschließen, daß auch in der südlichsten Teilschuppe der Frankenfeslerdecke ein Hettangienanteil der Kalksburgerschichten vertreten ist. Von Osten kommend scheint es, als ob diese Fazies im periklinalen Umstellungsbereich am Ostsporn des Leopoldsdorferwaldes<sup>1)</sup> (Querdepression der Jesuitenwiese) verschwände, wobei die tektonische Annäherung zwischen Nord- und Südseite des heutigen Kammes einen eventuellen Faziesgegensatz verschärfen mag. An eine Ersetzung durch Liasfleckenmergel ist nicht ohne weiteres zu denken, da tiefere Horizonte als der des *Coroniceras Bucklandi* bisher in dieser Fazies nur ganz lokal nachgewiesen erscheinen (Schröder).

Im Sinémurien s. str. und vor allem im Lotharingien treten lichte und dunklere tonreiche, Cephalopoden führende Mergelkalke mit sporadischen „Flecken“ auf,<sup>2)</sup> eine Art von Übergangsfazies zwischen kalkiger Entwicklung und den in der Frankenfeslerdecke so verbreiteten Fleckenmergeln des Lias, in die sie ja auch direkt übergehen. Zerschert und angewittert sind alle diese Gesteine kaum, frisch nur schwer vom kalkreichen Tithon-Neokom ihres stratigraphisch Hangenden zu unterscheiden; das ist u. a. schon Lipold in der Frankenfeslerdecke der Umgebung von Kirchberg a. d. Pielach (1866, S. 169) bei dem Vergleiche des Lias mit einer Teilausbildung des dortigen Neokoms aufgefallen und Solomonica (1934, S. 53) zieht den Hornsteingehalt der neokomen Aptychenkalke als deren Unterscheidungsmerkmal „von den sonst sehr ähnlichen Liasbildungen“ heran. Wo er fast ganz fehlt, wie am Eichkogel, versagt auch dieses.

Regional betrachtet ist dieser ganze Komplex vergleichbar den dunkel- bis lichtgrauen oder gelblichen, gefleckten cephalopodenreichen „Kalksteinen“ der Liasfleckenmergel in der Frankenfeslerdecke von Kirchberg a. d. Pielach (Lipold, 1866, S. 165, 166) und den „reinen Liasfleckenkalken mit *Arietites variocostatus* Ziet. sp. (!), *Arietites obtusus* Sow. sp. (!)“ sowie Belemniten von Ku Dziurze im Subtatrikum der Hohen Tatra (Goetel, 1916, „Liasstratigraphie-Chocsdolomitfrage“), letztere identisch mit den „calcaires tachetés d'*Arietites variocostatus*“ der Synklinale von Spadovice, in der Darstellung des gleichen Autors und Sokolowskis von 1930.

Die Schichte ist, wenn man von Norden kommt, als erste einsehbar, aber der angegebene Wert ist nur annäherungsweise zu verstehen, weil die Auflösung in Scherkörper schon sehr weit geht, deren Raumlage nicht den Schicht-, sondern den Schieferungsflächen beigeordnet ist (Born, 1925). Die Ausrichtung an den tektonisch liegenden Adneterschichten, die noch echte Schichtflächen haben, ergibt steileres Nordfallen. Im östlichsten der drei „Kälberhaltbrüche“ sind die lichten Fleckenkalke an einer lokalen Störungsfäche nach Süden über Adneterschichten und Dogger geschoben, doch schon im mittleren und westlichsten Aufschlusse ist nur mehr die reine Südüberkipfung vorhanden. Die Sobieferungsebene der Fleckenkalke steht schief zu dieser lokalen Überschiebungsfäche, ohne daß das zeitliche Verhältnis dieser Bewegungen eindeutig wäre, wird aber ihrerseits von einer der vielen jüngeren Nord-Süd-Klüfte geschnitten, die, subnormal zum Streichen stehend, im Gebiete des Wienergrabens vielfach nachweisbar sind.

Dieser „Arietienlias“ streicht durch alle drei Steinbrüche auf der „Oberen Kälberhalt“ und dürfte auch in deren Fortsetzung gegen Osten,<sup>3)</sup> die sich als gegen Süden gerichtete, kleine morphologische Stufe ausprägt, noch vertreten sein. Da aber im östlichsten Aufschlusse unterliassische Fleckenkalke der Nordseite und helle Kalke der Südseite durch Auskeilen der Adneterschichten und der „Klauskalke“ einander beim Ostausgang schon sehr nahe kommen, wird die Unterscheidung zwischen Lias und Tithon-Neokom sogleich wieder sehr erschwert!

Zumindest in das Lotharingien gehört aber auch ein Teil der von Solomonica (1934, S. 39, 40) entdeckten Adneterschichten, so daß zwischen deren unterliassischem Anteil und den ebenfalls mittel- bis oberunterliassischen lichten Fleckenkalken

<sup>1)</sup> In diesem Sinne, aber nicht im Streichen, wie Solomonica wollte, sind die Kälberhaltzige vielleicht wirklich die Fortsetzung des Lias der Jesuitenwiese!

<sup>2)</sup> Solomonica (1934, S. 40) erwähnt sie nur kurz als „weißliche Kalke“, in die die Adneterschichten „gegen oben“ übergehen sollen.

<sup>3)</sup> Der Streifen ist auf Spitz' Karte deutlich eingetragen!

echter paläontologisch belegter Fazieswechsel vermutet werden darf.<sup>1)</sup> Ob die starke Reduktion der Adneterschichten im östlichsten Anschlusse, wo der „Arietienlias“ mächtiger ist, auf diese Erscheinung zurückzuführen ist, läßt sich wegen der sicher stark beteiligten tektonischen Verschiebung nicht sagen. In den höheren Adneterschichten erscheint die Vertretung des Pliensbachien angedeutet, die des Domerien wohl ziemlich gesichert (Solomonica, sichere Neufunde aus dieser Stufe liegen nicht vor), Oberlias ist vielleicht noch vorhanden, aber bis jetzt pal. nicht exklusiv zu belegen, so daß fast der gesamte Lias in den 2—250 m mächtigen Adneterbänken enthalten zu sein scheint. (Sedimentmangel? Tektonische Reduktion scheint gerade an der Hauptfundstelle lokal nicht stattgehabt zu haben.) Diese Schichte ist vor allem im mittleren Aufschlusse mit ziemlich steilem Nordfallen gut aufgeschlossen, im östlichsten und westlichsten, unter teilweiser Laminierung zu dünnplattigen Kalkschiefern, schon stark reduziert. Über die Möglichkeit des Auftretens der Adneterfazies in der Frankenfelserdecke siehe Lipold (1866, S. 166—168), Solomonica (1934, S. 40), Vettors (1929, S. 42) und Rosenberg (1937, S. 173, 174). Daß sie in der gleichen Einheit auch bei Kalksburg—Kaltenleutgeben nicht nur ganz lokal vertreten zu sein scheint, zeigt ja auch der obere Unterlias der Jesuitenwiese, dessen Formen aus „roten Kalken“ stammen (Toula, 1871, S. 439).

Die dunklen Crinoidenkalke, die wir, mit dem nötigen Vorbehalt, als Dogger-Klauskalke ansprechen, folgen über den Adneterschichten ohne ersichtliche Diskordanz; z. T. liegt auch sicher keiner der hier zwischen zwei Schichtgliedern so häufigen Bewegungshorizonte dazwischen. Sie treten mit ebenfalls ziemlich steilem Nordfallen im mittleren und östlichsten Aufschlusse (hier auch ein Rollstück mit dunkel umrundeten Knöllchen) auf und verschwinden in diesem Steinbruche gegen Osten wie die Adneterschichten; als ihre südwestliche Fortsetzung wäre die auf Toulas „Paulykarte“ eingezeichnete Stelle im Wienergraben anzusehen (siehe S. 148). Das von Solomonica (1934, S. 51) angegebene Vorkommen „im oberen Steinbruche der rechten Seite des Wienergrabens“ ist fraglich. Fossilbelegte Klausschichten (Trauth, 1921, S. 210) sind in der Frankenfelserdecke sehr selten.

Dem „Klauskalk“ des mittleren Aufschlusses zunächst liegen gröbere, hellere Crinoidenkalke, die wir schon zu den in ihrer Hauptmasse erst im westlichsten Bruche auftretenden, von uns ebenfalls mit Vorbehalt als Vilserskalke des Callovien bezeichneten lichten Crinoidenkalken rechnen. Über deren Verbandsverhältnisse und lokale Verbreitung siehe S. 151. Wir glauben, daß unsere Altersdeutung, es käme sonst nur das „Hierlitz“-Niveau in Frage, die größere Wahrscheinlichkeit hat. Über die sonstige Verbreitung der Vilserskalke in der Frankenfelserdecke siehe Trauth (1921, S. 224—244). Die im westlichsten Steinbruche aufgeschlossene Grenzregion gegen das stratigraphisch Hangende ist durch Bewegung zerrüttet und auch in der Gesteinsausbildung nicht klar, aber die Überlagerung durch sicher tithonische Kalke ist augenscheinlich. Eine Rekonstruktion des ursprünglichen Verbandes zwischen dem oberen Dogger (?) und dem Tithon ist unter den heutigen Lagerungsverhältnissen wohl ausgeschlossen (Feststellung der Schichtlücke! Transgression!).

In das Tithon gehören zunächst rötliche Kalke, die als Äquivalent der in der Frankenfelserdecke weit verbreiteten Tithonflaserkalke aufgefaßt werden können (Trauth, 1921, S. 261) und sich trotz ihres indifferenten Charakters (abgesehen von der Fossilführung) doch lokal lithologisch sehr gut von den Adneterschichten und den typischen „Klauskalken trennen lassen. Sie stehen mit mittelsteilem Nordfallen und noch erhaltener Bankung im westlichsten der drei Brüche an und sind vielleicht, wenn auch ganz verquält, im östlichsten noch vertreten. Ein Zerrüttungshorizont in ihrem stratigraphischen Hangenden leitet zu den ihnen faziell sehr nahestehenden, tithonisch-unterneokomen mannigfachen Aptychenkalken bis Mergelkalken über, die bei mittelsteilem Nordfallen keine intakten Schichtflächen mehr erkennen lassen. Einzelne Typen sind äußerlich nur schwer vom „Arietienlias“ zu trennen (siehe das dort Gesagte!). Ein regionaler Vergleich erübrigt sich. Lokal scheinen ähnliche Glieder die Südküste des östlichsten Aufschlusses zu bilden und in einem Probeschurfe unmittelbar nördlich vom unteren großen

<sup>1)</sup> Gar so groß ist übrigens die Faziesdifferenz nicht! Es ist wohl mehr die gerade so sehr ins Auge springende Rotfärbung der Adneterschichten, die sie kraß erscheinen läßt; beiderseits handelt es sich um dichte Mergelkalke, die unter wohl sehr ähnlichen Bedingungen zum Absatz gelangt sind, die einen haben eben das „Akzessorium“ des Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehaltes.

Tithon-Neokomaufschluß in der Westflanke des Eichkogels treten, verknittert und verquält, dichte graue Kalke auf, die dem *Atracites* und *Belemmites* führenden Typus aus dem westlichsten der „drei Brüche“ so ähnlich sind, daß hier wohl ein Stück der südversetzten Fortsetzung des Tithon-Unterneokoms der „Kälberhaltzone“ zutage tritt.

Das unvermittelte Abschneiden dieser ganzen Zone am Westrand des westlichsten Aufchlusses ist wahrscheinlich auf Südversetzungen an Nord-Süd-Blättern zurückzuführen; die Beobachtung der versetzten Teile ist, bis auf die erwähnte Stelle, durch die schlechten Aufschlußverhältnisse augenblicklich schwer möglich, z. T. ist der Jura vielleicht auch durch die gegen den Wienergraben zu in den Bau eintretende Oberkreide verdeckt.

Wenn wir die nordwestlich fallenden, stratigraphisch über der „Kälberhaltzone“ liegenden Mergel des Eichkogels in das Neokom, den mehr massigen Anteil der gleichsinnig, jedoch z. T. viel steiler einschließenden Eichkogelkalke — wir nennen ihn kurz „massige Stufe“ — aber in das Tithon rückversetzen zu müssen glauben, so sind wir uns dieser vorläufig nicht zu vermeidenden Unstimmigkeit wohl bewußt; ihre Lösung (Störungen?) kann nur durch bessere Fossilfunde erfolgen. Die bunten Hangendkalke sind aber wahrscheinlich, die Hangendkalkschiefer sicher Neokom. Den eigenartigen grau-violetten Kalktyp hat auch Lipold (1866, S. 169) im Neokom der Frankfurterdecke von Kirchberg a. d. Pielach gefunden. Die enorme Kalkvormacht des Neokoms — nur die Mergel der Schicht 10 könnten als Andeutung der in der westlichen Frankfurterdecke so weit verbreiteten Zementmergel der „Neokommulden“ aufgefaßt werden — könnte auch durch tektonische Unterdrückung tonreicherer Glieder vorgetäuscht erscheinen. Die ganze Eichkogelzone ist dynamisch so weit gehend überprägt, daß schon die Trennung der Hauptschieferungslagen von der Schichtung problematisch ist; dazu mag sogar noch Mischung (Tithon in Neokom eingeschichtet, siehe Keil in Schicht 12!) kommen. Schon Spitz (1910, S. 385) ist die „Tithonähnlichkeit“ dieses Neokoms aufgefallen! Seine sonstige Schilderung des Gebietes (l. c., S. 405) ist kaum mehr rekonstruierbar; trotzdem er im Süden, also im Liegenden, das Neokom hat,<sup>1)</sup> hält er die Lagerung scheinbar doch für normal. Solomonica (1934, S. 51, 54, 56) hat am Eichkogel „grünliche und rötliche, dünnschiefrige Tithon-Neokommergel“ über (kann nur stratigraphisch gemeint sein) rotem Kalk, den er eventuell noch in den höheren Jura stellen möchte. Wir glauben diese Deutung nunmehr ausschließen zu können.

Die tithonisch-neokomen Elemente des Eichkogels sind beiderseits im Streichen weithin zu verfolgen. Gegen Osten: Östlich vom Eichkogel, aber noch westlich von dem Graben, der die „Obere“ von der „Unteren“ Kälberhalt trennt, etwa bei den Buchstaben „J“, der Spitzschen Karte, befindet sich ein großer Aufschluß (mit Förderbahn und Verwalterhäuschen): Neokommergel (Schicht 10), darunter die „massige Stufe“ (der Schicht 11), darunter die lichten und roten Tithon-Neokomkalkschiefer (Schichten 11 und 12). Ganz nahe (wenige Meter!) der Südwestecke dieses Aufchlusses schon Hauptdolomit der Lunzerdecke. Unmittelbar östlich vom großen „Verwalterhäuschenbruch“, auch noch westlich des erwähnten Grabens, ein kleiner, alter Aufschluß mit völlig zerschertem Tithon-Neokom (Schicht 12). Jenseits, östlich des Grabens, schon im Gebiete der „Unteren Kälberhalt“, etwa nördlich des Buchstabens „U“ der Spitzschen Karte, ein tiefer Schacht: deutlich erkennbar die „massige Stufe“ (der Schicht 11) und, gänzlich verschiefert, das Tithon-Neokom der Schichten 11 und 12.

Gegen Westen: Südwestlich unter dem großen profilierten Aufschlusse liegt in der Westflanke des Eichkogels ein zweiter, großer Steinbruch, der genau die streichende Fortsetzung der Elemente des höher oben gelegenen aufschließt: In der Nordwestseite, tektonisch hangend, als langes Band, die Neokommergel der Schicht 10, darunter die „massige Stufe“, von Nord-südklüften durchsetzt, darunter an der Nordost- und Südostseite die Tithon-Neokomkalkschiefer der Schichten 11 und 12.

Und in der gleichen Lagerung übersetzen diese Schichten den Wienergraben, an dessen orographisch rechter Südwestseite sie im „oberen“ Steinbruche zutage treten; auch hier wieder deutlich aufgeschlossen: die Neokommergel der Schicht 10 (an der Westwand!), darunter die „massige Stufe“ (in der Westwand!) und sonst nur das Tithon-Neokom von 11 und 12 mit mehreren roten Lagen. Es ist dies offenbar die Stelle, von der Solomonica (1934, S. 51) sein Typusprofil durch den ganzen Jura und das Neokom gibt. Wir glauben nach vorstehendem nicht, daß es zur Gänze aufrechtzuerhalten ist.

<sup>1)</sup> Und es, wie Solomonica, auf der Karte nicht einträgt.

An sich gehört das Profil in die Frankenfeserdecke (siehe Solomenicas Frage, L. c., S. 52).

West südwestlich von diesem größeren Aufschlusse befindet sich noch ein kleiner, sehr verwachsener, der auch die „massige“ Stufe enthält.

Dieses Tithon-Neokom bildet den Kamm des östlichen Gernberges (♠ 398) und tritt nordwestlich vom Bahnhof Kaltenleutgeben wieder zutage.

Was die gesamte Jura-Neokomserie des Kälberhalt-Eichkogelgebietes anbelangt, so wird ausdrücklich bemerkt, daß wir, schon im Hinblick auf die tektonische Umgestaltung, nicht im entferntesten denken, es läge eine geschlossene Schichtfolge vor! Beweise für Transgressionen (Neokom!) sind aber nicht zu erbringen.

Auffällig ist immerhin das Fehlen der typischen Kiesel- und Hornsteinkalkfazies<sup>1)</sup> des Doggers und Malmes der Frankenfeserdecke (Lipold, Trauth, Vettters, Spengler). Wie wir uns aber, gelegentlich von kursorischen vergleichenden Begehungen im Gebiete der Gasbichlerhöhe bei Rabenstein a. d. Pielach und am Grestener Schwarzenberge überzeugen konnten, dominiert diese Ausbildungsweise durchaus nicht überall, zumindest nicht in diesen Hangenteilen der Frankenfeserdecke, die sonst, was die Gesteinsausbildung anbelangt, die größte Ähnlichkeit mit der Kälberhalt-Eichkogelzone haben.

Für unser genauer untersuchtes Teilgebiet sind wir nun auch in der Lage, zu der von Spitz (1910, S. 383, 384) u. a. auch für die Kälberhalt aufgeworfenen grundsätzlichen Frage: Was ist im Jura-Neokom Fazieswechsel und was Tektonik? Stellung zu nehmen. Zunächst möchten wir es ablehnen, für irgendeine dieser Bildungen, wie Spitz und Solomenica, den Ausdruck „Riffe“ zu verwenden, und wenn auch nur in morphologischer Hinsicht. Dieser so fest umrissene Terminus führt nämlich den „Fazieswechsel“, der erst bewiesen werden soll, als Nebenvorstellung wieder ein. Gerade das von Spitz als echter Fazieswechsel angesprochene „Aufgehen“ der Jurakalke „in den Tithon-Mergeln“ halten wir für Überprägung durch die Scherschieferung, das „Mergelig-und-dünbankig-Werden“ für Lamination unter Kalkauflösung (Born) und Tonflaserbildung. Denn in petrotektonischer Hinsicht steht, wenn man den Versuch machen darf, die Ergebnisse der Gefügestudien Borns (1925) an Gesteinen des varistischen Gebirges auf diese alpinen Verhältnisse anzuwenden, zumindest ein Teil der Jura-Neokomgesteine an der Grenze der ersten und zweiten Zone dieses Autors und ist als „Flaserkalke“ zu bezeichnen. (Schichten 4, 9 und Teile von 11 sowie 12 als Tektonit von 11.) Der ältere, überall durchschimmernde Großfaltenbau, in seiner Grundanlage der „austriischen“ (vorgosauischen) Phase angehörig, die „Faltentektonik“ der Spitzschen Auffassung, erscheint weitgehend durch die Schieferungen der jüngeren Deckenbauphasen überprägt, wobei wir weniger Wert auf den Druck durch ein „korrelates Deckgebirge“ (Sander, Born) bei schon abklingender Bewegungsintensität als auf die Wirkung differenzieller Gleitung (Vortisch) legen möchten. Mylonite treten vor allem im höheren Karinth und im Nor auf (sofern man die tektonische Entstehung der Hauptdolomitbreccien und der Rauhwackelagen als gesichert ansehen will), hiezu Solomenica (1934, S. 9—11) und Cornelius (1927, S. 127, 128); dazu gesellen sich lokal Harnischmylonite (Sander).

Ein gewisses Mitbestimmungsrecht tektonischer Ursachen an der Linsenformung der Kalke gesteht Spitz (l. c., S. 384) ja auch zu.

Diese Schieferungsüberprägung ist in der Grenzzone gegen den Hauptdolomit der Lunzerdecke, also an der Hauptbewegungsfläche, sehr stark.

Zahlreiche Blätter, subnormal zum Streichen, überziehen das Gebiet (hiezu Spitz, 1910, S. 434, und diese Arbeit, S. 157, 159); sie sind wohl jünger als der Deckenbau und die Scherschieferung.

Für primär-faziellen Wechsel konnten wir uns nur in dem Falle: Liasfleckenmergelkalk — Adneterschichten entscheiden. Aber sonst war, selbst wo das Ansteilen, bzw. die Ausdünnung einer Schichte im Aufschluß direkt heobachtbar ist, wie etwa bei den Adneterschichten im östlichsten und westlichsten, bei den „Klauskalken“ im östlichsten der „drei Brüche“, eine Auscheidung des tektonischen Momentes nicht zu vertreten.

Die flyschartige Oberkreide tritt im Gebiete des Wienergrabens nur an einer räumlich ganz beschränkten Stelle in einer Position auf, die eine eventuelle Einstellung an der Hauptbewegungsbahn (Mariner, Solomenica) rechtfertigen könnte:

<sup>1)</sup> Das schon Solomenica (1934, S. 54), allerdings gerade von der kontroversen Stelle im Wienergraben, erwähnt.

An der Ostseite des Eichkogels, etwa südöstlich von den drei Aufschlüssen auf der „Oberen Kälberhalt“, am alten Fahrwege, der von diesen zum „Verwalterhausbruch“ führt, wenige Schritte von der östlichen Begrenzung des nach Süden blickenden Steinbruches im Lunzersandstein-Hauptdolomit der Lunzerdecke entfernt. An dem im profilierten großen Südhangbruch aufgeschlossenen Ausstrich der Hauptbewegungsfläche (siehe S. 153) zwischen dem Neokom der Frankenfeslerdecke (Schicht 12) und dem Hauptdolomit der Lunzerdecke (Schicht 13) ist sie jedoch nicht anzutreffen! Auch sonst: Kontaktstelle beim „Verwalterhausbruch“ und an der südwestlichen Wienergrabenseite ist nirgends Oberkreideflysch an der Deckengrenze zu spüren. Die Existenz eines im Hangenden der Frankenfeslerdecke an der Hauptüberschiebung eingeschichteten Streifens von Oberkreideflysch (Mariner, 1926, Profil 7b, Solomonica, 1934, Profil Tafel II) ist somit mehr als problematisch! Das Hauptverbreitungsgebiet (siehe diese Arbeit S. 148/49, Solomonica, l. c., S. 67<sup>1)</sup> und Profil Tafel II, dort der nördliche Streifen!) ist eine Zone, die sich ziemlich konstant etwa südlich vom Hauptdolomit-Rhät der Leopoldsdorferwaldsüdseite, also viel weiter im Norden, hält, ohne daß nach dem Ergebnis der Profilierung, dieser Position eine tektonische Bedeutung zukäme (Solomonica). Am Sattel westlich des Mon Perou treten, am Weg gegen ↘ 357 zu, die Jura-neokomäquivalente des Kälberhaltzuges im Umschwenken nach Norden unter der Oberkreide hervor. Keinesfalls hält sich diese im Kern einer Mulde (Spitz, 1919, S. 89). Wir vermögen in ihrer heutigen Verbreitung kaum viel anderes zu erblicken als einen Restbestand aus dem ursprünglichen Transgressionsverband, deren strenge Beschränkung auf den Bereich der Frankenfeslerdecke zumindest nicht gegen eine nachgosanische Überfährung (Kober, Friedl) spricht. Die Ansicht, daß „die Reste“ des Nordschenkels der Lunzerdecke „in die weiche (1) Gosan der Frankenfeslerdecke hineingepreßt“ worden seien (Mariner, 1926, S. 93), ist abzulehnen.

### Lunzerdecke:

Die von Solomonica (1934, S. 8, 103) erwähnten Schiefer „im großen Steinbruch der rechten Seite des Wienergrabens“ gehören nicht in das Niveau der Reingrabenerschiefer,<sup>2)</sup> denn sie führen in mehreren Lagen Kohlenmulm (jetzt bestens aufgeschlossen!) sowie lokal großen Pflanzenhäcksel und werden von Lunzersandstein unterlagert. Sie sind also den kohleführenden Tonschiefer-Schiefer-tonen im Hangenden des Lunzersandsteines („Hauptsandsteines“) (Lipold, Spengler) gleichzuhalten, eventuell käme eine der Schiefer-toneinlagerungen (Lipold, Geyer) im Sandstein selbst vergleichsweise in Frage.

Hingegen könnten zu den Reingrabenerschiefern die feinkörnigen, dunkelgrünen, kalkarmen, dünnplattig-blättrigen Tonschiefer vom rechten Hang des untersten Wienergrabens (im Steilanstieg ans dem Kaltenleutgebenertale) gehören, deren Verbandsverhältnisse wegen der schlechten Aufgeschlossenheit aber schwer festzustellen sind.

Knapp über dem Muschelkalk (im Aufschluß am Ende des Weges der „von der östlichen Seite des Wienergrabens gegen das abgespernte Terrain der Zementfabrik führt“; Solomonica, l. c., S. 8) liegen dünnplattig zerfallende, feinschichtige, kalkfreie, dunkelgrauschwarze sandig-tonige Schiefer, die aber Glimmer und bereits viel Pflanzenspreu führen. Sie leiten zum Lunzersandstein über. Zwei verschiedene Sandsteinhorizonte, ein tieferer, der mit dem Muschelkalk geht: der zäh-klotzige graue Sandstein Solomonicas (l. c., S. 8); er liefert noch heute gelegentlich etwas bessere Pflanzen. Und ein höherer, unter den Kohlenschiefern, vielleicht p. p. zur tektonisch höchsten Schuppe gehörig: ein ebenflächig spaltender, ockergelber, feinkörniger Kalksandstein ohne Pflanzen; er führt die gelben Rauhwacken Spitz' (1910, S. 362).

Im höheren Karinth treten, lokal in engster Verbindung mit den Opponitzerkalken, stark geschieferte, lichtmattegraue, tonige Kalke auf, die im ersten Anblick zunächst sehr an „Neokom“ erinnern. Im Schlift: feines Korn, reiche Erzbestäubung, vereinzelte *Foraminiferen*.

Die „Überstürzung“ westlich vom Wienergraben (Solomonica, l. c., S. 103, 104) scheint nur ganz lokal das höhere Karinth der höchsten Teilschuppe zu ergreifen. Von einem durchziehenden Liegendschinkel der Lunzerdecke (Friedl, Mariner,

<sup>1)</sup> Auf den Vergleich der Position dieser Oberkreide mit der Lage derjenigen im Quellgraben der Siglwiese behalten wir uns vor, eventuell später einmal zurückzukommen.

<sup>2)</sup> und schon gar nicht in das der „Aom“-(*Trachyceras*)-Schiefer!

Solomonica) kann im Wienergraben wohl kaum gesprochen werden. Schuppenstruktur im steilstehenden Nordschenkel der Höllesteinantiklinale (Spitz, l. c., insbesondere Profil VI auf Tafel XII [1]) dürfte die bessere Erklärung sein. Auch die direkt aufgeschlossene Wiederholung: Muschelkalk—Lunzersandstein—Muschelkalk—Lunzersandstein am Weg zur Zementfabrik (Wienergrabenostseite) ist wohl Schuppung und keine Kernummantelung! (Solomonica, l. c., S. 104.)

### Ergebnis und Zusammenfassung.

Auf Grund dieser Erfahrungen kann nun wohl kaum ernstlich in Zweifel gezogen werden, daß der Hauptdolomit und das Rhät des Leopoldsdorferwaldkammes und seiner Südseite das ganz normale stratigraphisch Liegende der Jura-Neokomserie des Kälberhalt-Eichkogelgebietes sind, die sich im Süden an die Obertrias mit mittelsteilem bis steilem Nordfallen anschließt. Unter Fleckenmergelkalken des mittleren und oberen Unterlias in Fazieswechsel mit noch ebenfalls unterliasischen Adneterschichten liegen Adneterschichten des Mittel- und vielleicht auch noch des Oberlias, die ihrerseits von Crinoiden-Klaus(?)kalken und Vilserkalken (?) des höheren Doggers (?) und diese wieder von Foraminiferen- und Aptychenkalken des Tithon-Neokoms unterlagert werden. Die Jura-Neokomserie liegt im profilierten Abschnitte also zur Gänze verkehrt (Südüberkippung bis zu zirka 140°!).

Dieser geschlossene, zum großen Teil verkehrt liegende Schichtstoß zeigt weder Anzeichen von Muldenbau (Spitz) noch im Jura-Neokom-Oberkreideanteil solche von Sattelbau (Solomonica).

Er kann in seiner östlichen Fortsetzung den Südschenkel einer großen, enggepreßten Antiklinale, die den Hauptdolomit des Leopoldsdorferwaldes als Kern hat, vorstellen (Mariner, l. c., Profil 7 a); im Raume unseres Profils wäre dann nur mehr deren Südteil als teilweise stark süd-, bzw. südostüberlegte Schuppe vorhanden (Mariner, l. c., Profil 7 b).

Damit muß Solomonicas Vorstellung vom Bau eines Teiles dieser böchsten Schuppe der Frankenfeserdecke als eines antiklinal gewölbten fensterartigen, schmalen Kanales, der ja schon durch das Fortfallen seiner nördlichen Begrenzung, der Deckscholle des Leopoldsdorferwaldes (Rosenberg, 1937), kontrovers geworden war, aufgegeben werden.

Hingegen zeigt sich, daß Mariners, l. c., insbesondere in Profil 7 b zum Ausdruck gebrachte Auffassung, bis auf kleinere Unstimmigkeiten (Nichteintragung des Neokoms, falsche Oberkreidepostierung), trotz der damals ja noch durchaus hypothetischen Detailgliederung der Kälberhalt-Eichkogelzone, den Verhältnissen bestens entspricht.

Auch die starke Süd-, bzw. Südost-Rücküberlegung der Hauptbewegungsbahn (Deckengrenze) im Profil — an der das verkehrt liegende Neokom der Frankenfeserdecke am Nor der Lunzerdecke im Gehiete des Wienergrabens abstößt — ist Beobachtungstatsache (Mariner, l. c., Profil 7 b).

Sie ist eine Teilerscheinung zu den als „Rückfaltungen“ gegen das zwischen Helvet und Torton im Rücken der Kalkalpen niederbrechende Wienerbecken gedeuteten Umlagen der ursprünglich gegen NW weisenden Bewegungsflächen nach Südosten. (Hiezu: Spitz: 1919, S. 87, 113, Trauth, 1928, S. 95, 126, Solomonica, 1934, S. 84.)

Zum Schlusse gestatten wir uns, Herrn Direktor Prof. F. Trauth für die in liebenswürdigster Weise stets erteilte Erlaubnis zur Benützung der Einrichtungen der Geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums und den Herren Prof. L. Kober und Dr. E. Bran-

müller für die Besichtigungsermöglichung der hochinteressanten Aufsammlungen *Solomonica* am Geologischen Institut der Wiener Universität unseren verbindlichsten Dank auszusprechen!

Nachtrag zu: Rosenberg 1937.

In jüngster Zeit fand Herr O. Krofian an verschiedenen Stellen der Schichte 18 des Profils (l. c., S. 164, 169) mehrere Exemplare von *Pentacrinus bavariensis* Winkl. (für Kalksburg neu), eine Form, deren Vorkommen wir noch (l. c., S. 173) ausschließen zu müssen geglaubt hatten. Der Abstand von anderen Gliedern des Profils, in deren Ablagerungsbereich Strauchkorallen und Crinoiden gediehen sind (11, 12 und 15), ist nicht allzu groß. Im Sinne der „klassischen“ Rhätgliederung erhöht dieses Vorkommen den „karpathischen“ Charakter der Vergesellschaftung. *Pent. bav.* kommt auch am Mały Kopieniec vor! (Goetel, 1916/17, S. [31].)

In der Profilzeichnung (Rosenberg, l. c., S. 164) ist bei Schicht 30 zu den Lagerungsverhältnissen wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse ein „?“ zu setzen. Hiezu siehe Text, l. c., S. 171!

#### Schrifttum.

(Mit Ausnahme des paläontologischen, auch der Arbeiten namentlich angeführter paläontologischer Autoren, ferner unter Weglassung der Veröffentlichungen jener zitierten Autoren, deren Ideenwelt nur gestreift wurde.)

Die Arbeiten von Spitz (1910), Goetel (1916/17), Mariner (1926) und *Solomonica* (1934) sind in: Rosenberg (1936), diejenigen von Lipold (1866), Toulia (1871), Goetel (1916), Vettors (1929) und Rosenberg (1936) in Rosenberg (1937) zitiert; letztere ist weiter unten angeführt.

Ferner:

1919: Spitz A., „Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach“; Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, XII. Jahrg., S. 1.

1921: Trauth F., „Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen“; Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, XIV. Jahrg., Heft 2, S. 105.

1925: Born A., „Gefügestudien an Gesteinen des varistischen Gebirges. Beitrag zum Mechanismus der Gebirgsbildung“; Neues Jahrb. usw., LII. Beil.-Bd., Abt. B, Stuttgart, S. 123.

1927: Cornelius H. P., „Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen“; Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Abt. B, Stuttgart, S. 120.

1928: Trauth F., „Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens“; Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, XXI. Jahrg., S. 35.

1930: Goetel W. und Sokolowski S., „Sur la tectonique de la zone subalpine aux environs de Zakopane“; Ann. d. l. soc. géol. de Pologne, Tome VI, Cracovie 1929.

1937: Rosenberg G., „Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalksburg und Kaltenleutgeben (N. Ö.). Kalkalpiner Anteil und Flyschrand“; Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1937, Nr. 7, S. 163.



# Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern.

Von Dr. Karl Metz, Leoben.

Mit 1 Karte, 1 Profiltafel und 3 Textfiguren.

## Einleitung.

Auf Anraten von Herrn Prof. Petrascheck, Leoben, begann der Verfasser 1935 Untersuchungen im Karbon der Grauwackenzone. Bei den bis ins einzelne gehenden Arbeiten zeigte sich, daß petrographisch sehr unterschiedliche und verschieden stark metamorphe Gesteine als Karbon zusammengefaßt werden. Es wurden auch außerhalb karbonischer Schichten Gesteine gefunden, deren Mineralbestand von dem eines Phyllites erbeblich abweicht.

Neben den stratigraphischen Fragen erhoben sich mithin petrographische und tektonische Probleme, denen der Verfasser am ehesten durch eine Detailkartierung beizukommen hoffte.

Finanziell wurde eine solche durch eine Zuwendung der Arbeitsgemeinschaft der Hochschullehrer ermöglicht, wofür ich an dieser Stelle meinen ergebensten Dank ausspreche. Die Gesellschaft der Freunde der Montanistischen Hochschule Leoben leistete einen namhaften Beitrag zu den Druckkosten der Karte, wofür ebenfalls bestens gedankt sei.

Zunächst wurde das Gebiet zwischen Leoben und Mautern eingehend begangen, daneben wurden zahlreiche Übersichtstouren in den Nachbargebieten gemacht, welche eine allgemeine Kenntnis östlich bis Bruck a. d. Mur und westlich bis ins obere Liesingtal brachten. Soweit das hiebei gefundene Gesteinsmaterial in geologisch bekanntem Zusammenhange stand, wurde es in die petrographischen Untersuchungen mit einbezogen.

Für weitere petrographische Vergleiche stellte Herr Prof. Heritsch ein reiches Schliffmaterial vom Paltental zur Verfügung. Für dieses sowie für zahlreiche wichtige Anhaltspunkte erlaube ich mir wärmstens zu danken.

Eine erhebliche Anzahl von Begehungen wurden dem Gebiet des Kaintalecks mit seiner durch Kittl (1920) bekanntgewordenen Kristallinscholle gewidmet. Auch hier gelang eine wesentliche Erweiterung der Kenntnisse (Metz, 1937). Es zeigte sich, daß das Kristallin des Kaintaleck-Laintalzuges tektonisch und petrographisch mit den im Bereiche des Kartenblattes gefundenen Kristallinmassen vergleichbar ist. Der Gesteinsbestand ist außerordentlich reichhaltig und verdient eine genaue petrographische Bearbeitung. Eine solche wurde bereits von Dr. Hauser, Leoben, verbunden mit einer Detailkartierung begonnen, weswegen von einer kartenmäßigen Darstellung in diesem Rahmen abgesehen wird.

Zu größtem Dank bin ich Herrn Dr. Hauser verpflichtet, der nach seinen früheren petrographischen Arbeiten im Kletschach- und Mugelkristallin

zahlreiche Exkursionen mitmachte und den petrographischen Teil der Untersuchungen übernahm. Diese sind noch nicht abgeschlossen und erfahren außerdem durch die Arbeiten im Laintal-Kaintaleckzug noch Ergänzungen.

Für die Abgrenzung des Arbeitsgebietes im N war der N-Rand der Vorkommen graphitischen Oberkarbons maßgebend. Nur dort, wo besondere tektonische Verhältnisse herrschten, die mit der Weyrer Tektonik in Zusammenhang stehen, wurden Teile der darüberliegenden gering metamorphen Gebiete einbezogen.

Die folgende Arbeit ist ein Versuch einer Gliederung, der den beobachteten Verschiedenheiten der Metamorphose und des Gesteinsbestandes Rechnung tragen soll.

Es ist mir ein Bedürfnis, meinen besonderen Dank Herrn Prof. Petrascheck auszusprechen, der mir neben den Institutsarbeiten zahlreiche Exkursionen und deren Auswertung ermöglichte und das reiche Schliffmaterial im Institut herstellen ließ.

### Rannachserie, Biotitgneise des Leims-Frauengrabenzuges.

Als unterstes Glied der Grauwackenzone und als Grenze gegen das Kristall in der Seckauer Tauern durchziehen die Gesteine der Rannachserie in einer gegen W wachsenden Mächtigkeit das Kartenblatt.

Diese Gesteinsgruppe ist charakterisiert durch ihren außerordentlichen Quarzreichtum, der nur in den phyllitischen Gliedern auf Kosten der Glimmer etwas sinkt. Das Rannachkonglomerat ist mit dem Plattelquarzit (Weißstein der älteren Literatur) und untergeordneten, mitunter faserigen Quarziten primär verbunden. Das Rannachkonglomerat, dessen gegen O zu stark abnehmende Mächtigkeit schon erwähnt ist, bildet in seiner Hauptmasse das liegendste Glied der Serie und wird von dem Plattelquarzit, dessen Mächtigkeit in gleicher Weise schwankt, überlagert.

Diese beiden Gesteine bilden die wesentlichen Bauglieder von O bis in die Gegend des Preßnitzgrabens bei Kaisersberg. Westlich davon stellen sich als Zwischenlagen im Plattelquarzit oder in dessen Hangendem mächtige, phyllitische Gesteine<sup>1)</sup> bzw. dünnlagige Serizitquarzite ein, die in rasch wachsender Mächtigkeit nach W ziehen und schon im südlichen Leimsgraben jene Profile aufbauen, die von Hammer 1924 erschöpfend beschrieben wurden. Der wachsenden Mächtigkeit der phyllitischen Gesteine gemäß finden wir im W eine oft bis fünffache Mächtigkeit der Rannachserie gegenüber den östlichen Gebieten ohne Phyllit.

Im Rannachgraben wurden von Dr. Hauser, Leoben, in den mit dem Rannachkonglomerat engstens verbundenen Quarziten Marmorlagen und -linsen gefunden, die vollkommen den von Hammer gegebenen Beschreibungen (= Seitnerbergmarmor Böchers) entsprechen. Auch hier ist die sedimentäre Zugehörigkeit zu den Quarziten und z. T. Konglomeraten sicher, was meines Erachtens die letzten Zweifel über die Sedimentnatur des Rannachkonglomerates beseitigt. Dem durch die Beschreibungen Hammers gegebenen ausgezeichneten Bild über diese Gesteinsgruppe sollen nur noch ergänzende Bemerkungen über die Feldspat führenden Glieder hinzugefügt werden.

<sup>1)</sup> Quarzphyllit der älteren Literatur.

In den hier zu beschreibenden Gesteinen erkennt man mühelos die Normaltypen der Rannachserie wieder: Konglomerate, flaserige Quarzite, Serizitquarzite, schiefrige Serizitquarzite, Serizitphyllite. Doch sind diese Gesteine durch ihren Reichtum an Feldspäten, die meist porphyroblastisch auftreten, bemerkenswert. Neben geringen Mengen von Mikroklin und Schachbrettalbit handelt es sich meist um Albit-Oligoklase, die mit auffallender Klarheit und Einschlußarmut in einem konglomeratischen, quarzitischem oder seltener phyllitischem Gewebe liegen, welches vielfach um sie herumfließt. Neben rundlich geformten Xenoblasten ist die Erscheinung von Idiomorphie keine Seltenheit. Die Individuen zeigen zumeist groben Lamellenbau. Die tektonische Beeinflussung erschöpft sich in Kataklyse und vereinzelte Lamellenverbiegungen. Die Menge der Feldspäte in den Gesteinen wechselt örtlich stark, sie kann mitunter so stark anwachsen, daß das Bild eines aplitischen Gesteines entsteht. In solchen Gebieten ist grobblockige Verwitterung kennzeichnend.

Neben den Feldspäten sind Limonitpseudomorphosen nach Pyrit als ungefähr stecknadelkopfgroße, braune Flecken im Gestein weit verbreitet. Sie sind besonders im W, wo reiche phyllitische Lagen in den Quarziten auftreten, zu beobachten. Lagenweise treten sie in diesen so reichlich auf, daß der ursprüngliche Gesteinscharakter vollkommen zurücktritt.

Die meisten, in den feldspatreichen Gesteinen auftretenden jungen Quarzgänge führen Ilmenite. Bezüglich des Verbreitungsgebietes der Feldspat führenden Quarzite läßt sich für das Arbeitsgebiet folgendes festlegen: Der Zug von Rannachgesteinen, der durch den Karbonzug Kaisersberg—Leims von seiner kristallinen Unterlage getrennt ist, zeigt fast durchwegs Feldspatführung und Limonitflecken sowie Ilmenit in seinen Quarzgängen. Es ist auffallend, daß der unmittelbar über dem Mugelgranitgneis liegende tiefere Zug fast durchwegs frei davon ist. Es sind hier nur einige kleine und geringmächtige Lagen zu beobachten, die mit dem nördlichen Zug vergleichbar wären.

Im westlichen Gebiet, wo die Gneise des Leims-Frauengraben-zuges auftreten, verschwimmen die Grenzen und es lassen sich auch südlich des Gneiszuges, bzw. südlich des Karbons feldspatreiche Quarzite und Rannachkonglomerate mit den typischen Begleiterscheinungen reichlich feststellen.

Die Ausbildung der Feldspäte sowie ihr Erhaltungszustand, gemessen an der Durchbewegung ihres Muttergesteins, führen zur Auffassung ihrer jugendlichen Bildung. Ihre zonenweise, im Streichen zu verfolgende Verbreitung im Verein mit den Begleitmineralen Pyrit (als Pseudomorphosen), Epidot und Ilmenit spricht für das Eindringen junger Lösungen auf tektonisch schon vorgezeichneten Bahnen in die Quarzite.

Es ist eine von einem kleinen Raum, bei ungenügender Detailkenntnis der Nachargebiete, besonders im W, vorläufig unentscheidbare Frage, welchen sonstigen Erscheinungen die Feldspatneubildung anzuschließen ist.

Bei Vergleichen mit den nun zu beschreibenden Gneisen des Leims-Frauengraben-zuges drängt sich der Gedanke einer gemeinsamen Entstehung mit diesen wohl auf, doch spricht das vollkommene Fehlen der Biotite in den Feldspat führenden Quarziten gegenüber dem Biotitreichtum in den Gneisen gegen eine solche Verbindung.

Der Karbonzug Kaisersberg—Leims wird vom Gebiete des Leimsgrabens angefangen gegen W sowohl im Hangenden wie im Liegenden von Gneisen begleitet, die durchwegs in Gesteinen der Rannachserie eingebettet liegen. Sie wurden von Hammer 1924 eingehend beschrieben, wobei dieser Autor ihre Migmatitnatur erkannte. Genaue Begehungen und Untersuchungen gestatten eine Ergänzung seiner Ausführungen.

Makroskopisch lassen sich drei Haupttypen unterscheiden, die durch alle Übergänge miteinander verbunden sind. Der am wenigsten durch altes Paramaterial verunreinigte Typus kann als Biotitflasergneis bezeichnet werden. Diese Gesteine lassen große Quarz- und Feldspatkörner erkennen, die von Fasern von Biotit umflossen werden. Ausgesprochen gebänderte Gneise zeigen auffallend beständiges Durchstreichen der Biotitlagen. Am besten sind diese Gesteine südlich des Karbonzuges, also in dessen Liegendem in den südlichen Seitentälern des Leimsgrabens zu beobachten. Der nächste Haupttyp, dessen Vertreter hauptsächlich nördlich des Karbonzuges, etwa auf Punkt 1107 westlich des Rannachgrabens, anstehen, ist ein Feldspatknotengneis, vielfach auch mit perlschnurartiger Anordnung der Feldspäte. Biotit tritt hier häufig ganz zurück, die Farbe des Gesteins wird schmutzig graugrün und auf den Schieferungsflächen, mitunter auch im Querbruch sind Reste serizitischen Gewebes zu sehen. Neben Abarten mit deutlicher Schieferung kommen auch vollkommen massige Granitgneise mit oft ganz groben Feldspatknoten (Punkt 1107) vor. Der Gehalt an Feldspäten und deren Größe schwankt im Streichen innerhalb weiter Grenzen ebenso wie der Bestand an Biotit.

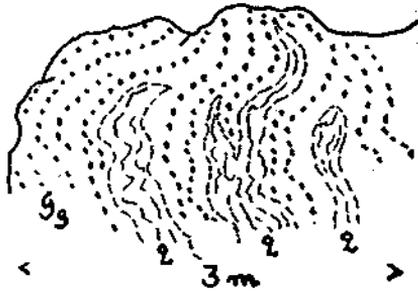
Mitunter treten in diesen Gesteinen Lagen auf, bei denen ein serizitquarzitische Gewebe wesentlich Anteil nimmt. Zwischen den quarzitären Fasern liegen kleine bis Zentimeter große Feldspatknoten regellos verstreut, der Biotit tritt fast vollkommen zurück. Diese Gesteine müssen als gefeldspatete Serizitquarzite bezeichnet werden. Einzelne Lagen dieser Art zeigen dicht aneinanderliegende kleine Limonitnester nach Art der Pseudomorphosen nach Pyrit in den Phylliten der Rannachserie.

Eine dritte, besonders mit den Feldspatknoten- oder Perlgneisen eng verbundene Art zeigt keine Großindividuen, dagegen auffallend feine Schieferung. Die Gesteine sehen mitunter fein gestriemt aus. Der bei ihnen lagenweise angeordnete Feldspat sinkt bisweilen unter die Sichtbarkeitsgrenze. Seine Menge schwankt ebenfalls sehr bedeutend. Die Gesteine werden durch reichliche Biotithäute oft sehr dunkel, lassen aber meist serizitische runzelige Schieferungsflächen noch erkennen. Sie treten in den Randgebieten der Gneise auf, sind jedoch auch inmitten der Gneiskörper als Putzen, Linsen oder Lagen oft zu beobachten. Vereinzelt führen sie hier größere glänzende Biotittäfelchen.

Mit den granitischen Typen der Feldspatknotengneise sind z. B. auf Punkt 1320 (zwischen Leims- und Fadelgraben) aplitische Linsen verbunden, die in weißen, dichten Feldspatmassen buchtig und zackig geformte graue Quarzflecken zeigen, während die Glimmer fast vollständig verschwinden. Von Punkt 1107 liegt ein Handstück vor, das aus großen, wirt durcheinanderliegenden Feldspäten mit glänzenden Spaltflächen besteht, deren schmale Zwischenräume durch Serizit und Biotit ausgefüllt sind. Es ist ein fast reines Feldspatgestein.

Unter dem Mikroskop sind fast bei allen Abarten Reste serizitquarzitischen Gewebes festzustellen, welche sich in einzelnen Fällen auch noch als Einschlüsse in großen Feldspäten vorfinden. Die Feldspäte wechseln mengenmäßig stark und können sich, wie es auch aus dem Handstückbefund hervorgeht, zum Alleinherrscher im Schlibbild aufschwingen. Es handelt sich meist um Albit-Oligoklase mit feinem Lamellenbau. Breite Zwillingslamellen sind seltener. Mikrokline sind ganz auffallend selten, was bei der Azidität der Gesteine sehr bemerkenswert ist. Die Entmischung bei den einzelnen Feldspäten ist sehr weit vorgeschritten, die Füllung besteht aus Quarz und Serizitschüppchen.

Biotit umsäumt die gegen die feinen Quarzpflaster angrenzenden Feldspäte oder liegt in Fetzen und Strähnen im Schlibb verstreut, einzelne Gesteine



Textfig. 1.

Linsen und blattförmige Schollen von Quarzit mit Biotit, Granat (*q*) im Gneis (*Gg*). Anschluß im westlichen Seitenast des südlichen Leimsgrabens.

zeigen wirre Knäuel von Biotit. Er zeigt fast immer Umsetzungen in Chlorit, selten sind Parallelverwachungen von Biotit und Chlorit zu sehen.

Granaten sind auf die feinkörnigen, dunklen, schlierenartig in größeren Gneisen liegenden Gesteine beschränkt. Sie sind mit Ausnahme der kleinsten Individuen in ein Körnerhaufwerk zerlegt, dessen Zwischenmasse und nächste Umgebung von Chlorit gebildet ist, seltener von Magnetit und Limonit. Dieser Chlorit ist nur schwach pleochroitisch und zeigt ganz dunkle Polarisationsfarben. Er ist zweifellos aus der rückschreitenden Metamorphose der Granaten hervorgegangen, wie seine Hauptansammlung in deren nächster Umgebung beweist.

Die beschriebenen Gneise zeigen untereinander alle Übergänge, die einzelnen Abarten weisen stark wechselnde Mengen von Feldspat und Biotit auf. In den Gneisen eingeschlossen finden sich, ohne scharfe Grenzen in diese übergehend, gefeldspatete Serizitquarzite und feinkörnige schiefrige Biotitquarzite (Textfig. 1).

Wir kommen gleich Hammer zum Schluß, daß es sich hier um migmatische Gesteine handelt.

Bezüglich der Herkunft ihres Muttergesteins vermutet Hammer kristalline Paragesteine, die zu Migmatiten wurden und später tektonisch in den Rahmen der Rannachserie einbezogen wurden. Es würde sich also wohl um ein Glied der übrigen, in die Grauwackenzone einbezogenen diaphthoritischen Kristallinschuppen handeln.

Demgegenüber lassen sich folgende Tatsachen feststellen. Der Buntheit der übrigen, in der Grauwackenzone versammelten Kristallingesteine steht hier eine ziemlich einförmige Gneismasse ohne Spur eines Grüngesteins oder basischer Glieder gegenüber. In den Gneisen lassen sich in wechselndem Ausmaß Reste serizitquarzitischer Massen festlegen, die mit denen der Rannachgesteine vergleichbar sind. Gesteine vom Typus der diskutierten Gneise fehlen in den übrigen kristallinen Gliedern, ihr Vorkommen ist auf Züge in den Rannachgesteinen beschränkt.

Wir kommen daher zu dem Schluß, daß das magmatisch beeinflusste Muttergestein mit einiger Wahrscheinlichkeit der Rannachserie zuzuzählen ist. Die magmatische Durchdringung muß in junger Zeit vor sich gegangen sein, da die Gneise nur verhältnismäßig geringe Spuren tektonischer, nachkristalliner Beanspruchung zeigen, außerdem in ein bereits metamorphes Schichtpaket (Serizitquarzite, -phyllite) eindringen. Ob sich genetische Beziehungen zu den Biotitflasergneisen der Seckauer Tauern ergeben, kann erst durch spätere Untersuchungen festgestellt werden.

### Graphitisches Oberkarbon.

Gegenüber seiner Umgebung weist dieser Schichtbestand neben geringer Metamorphose einen charakteristischen Reichtum an Graphit seiner Kalke, Schiefer und Konglomerate auf. Zum Unterschied von anderen, zeitweise graphitischen Schichten im Verbande mit höher metamorphen Gesteinen ist die genannte Gesellschaft für die Zuteilung zum Karbon maßgebend.

Das engmaschige und selbst kleinste Schichtverbände erfassende Störungsnetz erschwert es, Profile zu finden, die auf größere Mächtigkeiten hin Anspruch auf stratigraphische Gültigkeit erheben können. Immerhin lassen sich einige, auch gut aufgeschlossene Grabenprofile zu stratigraphischen Zwecken heranziehen, da sie scheinbar ohne wesentliche Störungen den reichen Wechsel von Kalken, Schiefen und Konglomeraten zeigen. Es ist hiebei bemerkenswert, daß die einzelnen Profiglieder im allgemeinen nur geringe Mächtigkeit erreichen. Zwei Profile sollen die Verhältnisse erläutern:

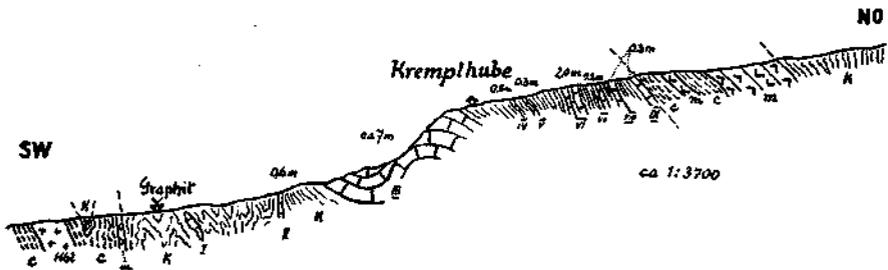
Ein kleiner Graben, der von Tbal bei Donawitz auf den Galgenberg gegen S hinaufführt, zeigt über 40 m mächtigen, dunkelblauen und gebänderten Kalken folgende Schichten:

- 5 m stark gepreßte Graphitphyllite,
- 0.5 m quarzitischer Lage,
- 0.15 m dunkelblauer Kalk,
- 0.20 m grauer, sandiger, glimmeriger Phyllit,
- 0.5 m feinkörniges, dunkelblaugraues Quarzkonglomerat, mit ausgequetschten Graphitlinsen,
- 7 m serizitische Quarzite, nach oben zu graphitisch, phyllitisch,
- 1 m Graphitphyllit,
- 1 m grauer, sandiger Phyllit mit Pyrit,
- 0.20 m dunkelblauer Kalk,
- 0.10 m feinsandiger Graphitschiefer,
- 2.5 m sandige, z. T. quarzitischer Phyllite, nach oben in Serizitphyllite übergehend,
- 0.15 m dunkelblaue, gefaltete Kalkhank,

- 0-30 m gelber, sandiger Serizitschiefer,  
 2-5 m dunkelblauer, plattiger Kalk mit Pyrit sowie Krinoiden und wahrscheinlichen Fusulinenresten,  
 1-5 m durch schieferige Zwischenlage getrennter pyritreicher Kalk,  
 2 m graphitarmer, sandige Phyllite,  
 5-6 m verfaltete, serizitreiche Graphitphyllite,  
 1 m Serizitquarzit mit einzelnen gestreckten Quarzgeröllen.

Über den gestörten, letztgenannten Schichtgliedern liegt ein mehrfacher Wechsel weißer Marmore und grüner Schiefer, die zusammen mit eingeschuppten Graphitschiefern und zerbrochenen Karbonkalken eine Mulde bilden.

Das zweite Profil ist in dem vom Jassinggraben genau nach N abzweigenden Seitengraben aufgeschlossen und wegen seines reichen Wechsels graphitreicher Schiefer mit dünnen Kalkbändchen bemerkenswert (Textfig. 2).



Textfig. 2.

- K = graphitische Schiefer des Oberkarbons mit Kalkbändern I-IX und deren Mächtigkeit  
 m = weiße Marmore  
 c = Grünesteine  
 Hbl = Hornblende-Garbenschiefer

Im folgenden werden die wichtigsten Typen der einzelnen Schichtglieder besprochen werden.

**Kalke:** Die Hauptmasse der Kalke ist gegeben durch plattige, meist dunkelblaue, gering mächtige Lagen, mit mehr oder weniger graphitischer Beimengung und Serizitschüppchen auf den Schichtflächen. Im allgemeinen zeigt es sich, daß gering mächtige Kalkbänder dünnplattiger sind und auch viel dunkler erscheinen als mächtige Lagen, wie sie etwa im Liesingtal zu finden sind. An einer einzigen Stelle (nördlich St. Michael im unteren Gehänge der Niederung) konnten stark graphitisch abfärbende Kalkbänder in ebenso graphitreichen Schiefen gefunden werden. Die Kalke führen recht häufig Krinoiden, die aber meist klein bleiben, hie und da pentacrinusartige Querschnitte zeigen. Einzelne Züge dagegen führen auffallend große Krinoiden in größerer Anzahl (Häuselberg, beim Magnesit; Kalk beim Bauer in Jassing).

Große Mächtigkeiten von Kalken treten erst in dem Karbonzug auf, der von der N-Seite des Fresenberg-Steineckkammes gegen W zieht, in den Schluchten südlich Wolfsgruben gut aufgeschlossen ist und dessen Fortsetzung das Karbonprofil der Höll b. Kallwang bildet. Gegenüber östlicheren Vorkommen findet man hier gegen die begleitenden Schiefer eine z. T. recht ausgeprägte Entwicklung von schiefrigen Kalken, bzw. Kalkschiefern, die nicht auf tektonische Vorgänge zurückgeführt werden kann. Eine leicht

geänderte Fazies der Kalke bestimmt die Ansicht, daß es sich hier um einen anderen stratigraphischen Horizont handeln könne, als er weiter östlich durch Funde von Korallen fixiert ist. Eine in diesem Zuge befindene Koralle ist unbestimmbar, einige Brachiopodenspuren sind nur als solche zu deuten.

Die an mehreren Stellen gefundenen Korallen (*Caninia nikitini*, Stuck.) weisen auf den Horizont  $C_2^3$  (Samaritan) hin (Felsner, 1936). Auf Reste von Fusulinen wurde schon einmal verwiesen.

Schiefer, Sandsteine: In der großen Meuge reiner Schiefer, die heute in meist schwach phyllitischem Zustand vorliegen (Graphitschiefer), kommen häufig Lagen sandig-schiefriger Gesteine vor, mit allen Übergängen bis zu reinen, meist durch graphitischen Pigment schwarz gefärbten Quarziten. Solche schwarze quarzitisches Gesteine treten besonders reich im Karbonzug Kaisersberg—Leims auf.

Die graphitischen Schiefer, die nicht immer, aber sehr häufig schwarz anfärben, haben sich oft noch ihre glatten Schichtflächen bewahrt, sind jedoch meist fein gerunzelt und zeigen auf ihren Schichtflächen feine Serizit-schüppchen. In einzelnen Fällen läßt sich noch neben dem neugewachsenen Serizit der sedimentär eingestreute Glimmer im Gestein feststellen. Durch Anreicherung graphitischen Pigments entstehen Lagen oder dünne Linsen mulmigen Graphits, der oft Gegenstand von Abbauen oder Versuchsbauen gewesen ist. Solche graphitischen Nester kommen meist in Gesteinspaketen mit Kalken vor. Einzelne Vorkommen haben auch ähnliches Aussehen wie die größeren und reichen Flöze von Kaisersberg, für die Friedrich kürzlich den Nachweis ihrer Entstehung aus Kohlenflözen erbracht hat. Solche Flözchen in kalkreichen Profilen weisen auf einen Wechsel von marinen Horizonten und Verlandungssedimenten hin.

Schiefrige und sandige Gesteine weisen mitunter einen abnormal geringen Graphitgehalt auf und sind in ihrem heutigen Zustand als serizitische Sandsteinschiefer zu bezeichnen (siehe voranstehende Profilbeschreibung). In einzelnen Fällen, wo das tonige Element das sandige überwiegt, erhält man dünne, feinlagige, quarzarme Serizitschiefer. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Karbon erweist sich aus einwandfreien, gut aufgeschlossenen Übergängen zwischen graphitischen Schiefen und Sandsteinen. In diesen Übergängen kommen auch helle Gesteine mit einzelnen Graphitflecken und Linsen vor. Meugenmäßig verschwinden die graphitlosen Typen gegen die dunklen bis schwarzen Gesteine vollständig.

Einzelne Schieferzüge, unter ihnen besonders der kalklose, Kohle (d. h. jetzt Graphit) führende Zug mit Pflanzenresten von Kaisersberg—Leims zeigen lagenweise einen auf den Schichtflächen als Knötchen erscheinenden Chloritoidbestand auf. Im westlichen, vom Leimsgraben gegen S abzweigenden Graben fand ich Blöcke, in denen die Chloritoid größer sind und als Porphyroblasten auftreten.

Konglomerate: Diese Gesteine weisen den geringsten faziellen Wechsel in den einzelnen Profilen auf und sind charakterisiert durch ihre im allgemeinen gleichartigen und ziemlich gleich großen Quarzgerölle mit Auswalzungs- und Streckungserscheinungen, die in einem kieselig- oder schiefrig-graphitischen Bindematerial liegen. Sie treten in Bänken, die mitunter auch große Mächtigkeiten erreichen, auf. Doch sind diese nur auf auffallend kurze Strecken im Streichen zu verfolgen, so daß primär starke Mächtigkeitschwankungen

anzunehmen sind. Ihr Aussehen in den Profilen mit Kalken deckt sich vollkommen mit dem des kalklosen Zuges Kaisersberg—Leims.

Aus unmittelbarer Anschauung gewonnene Mächtigkeitsangaben lassen sich auch mit Berücksichtigung des mehrfach beschriebenen Höllprofils von Kallwang nicht machen. Aus dem Vergleich zahlreicher Profile mittelbar gewonnene Mächtigkeiten von 400—500 *m* können aber nicht zu weit fehlgehen.

Die reiche Wechsellagerung der einzelnen Gesteinstypen, die verhältnismäßig große Mächtigkeit fein- bis grobklastischer Sedimente, das Auftreten ursprünglicher Kohlenflöze bilden eine bedeutsame Parallele zur Entwicklung des nachvariszischen Karbons der Karnischen Alpen sowie zu anderen ostalpinen Oberkarbonvorkommen. Petrographische Unterschiede sind das Ergebnis einer heftigen, unter hoher Belastung vollzogenen Tektonik.

### Hochmetamorphe Gesteine.

In der unter diesem Namen zusammengefaßten Gruppe ist eine bunte Menge verschiedenartiger Gesteine vereinigt, die vor dem Oberkarbon ein wesentliches Merkmal, das der höheren Metamorphose, voraus haben. Die mannigfaltige Zusammensetzung ergibt sich aus einer Übersicht, in der neben einer Hauptmasse verschiedenartiger sedimentogener Gesteine auch reichlich verstreute Vorkommen reiner Orthogesteine saurer und basischer Natur aufscheinen. In einer auf feine Unterschiede nach Möglichkeit eingehenden Arbeit erscheint es zunächst sonderbar, wenn genetisch so verschiedenartige Typen in eine Einheit gepreßt werden. Aus mehreren Gründen ist diese Zusammenfassung jedoch zu rechtfertigen, denn mit Ausnahme der wenigen phyllitischen Glieder haben alle Gesteine das gleiche Schicksal von Metamorphose und Tektonik erlitten. Entscheidend für diese Gruppierung ist auch der Umstand, daß die verschiedenen, heute als Schollen vorliegenden Komplexe immer die gleiche Gesteinsgesellschaft aufweisen und scheinbare Verschiedenheiten nur auf das Zurückweichen oder mendenmäßig besonders reiche Auftreten einzelner Typen zurückzuführen sind. Einzelne kleine Typengruppen lassen auch primäre Zusammengehörigkeit erkennen (z. B. Marmore-Grünschiefer).

Die Hauptmasse der Gesteine sind „Grüngesteine“, die, den laufenden Aufsammlungen folgend, von Dr. Hauser, Leoben, einer systematischen petrographischen Untersuchung unterzogen wurden. Aus seinen Beobachtungen geht hervor, daß es sich hier in der überwiegenden Mehrheit um metamorphe Sedimentgesteine (nicht diabasischer oder tuffiger Herkunft) handelt, deren Ausgangsmaterial quarzitisches, sandig-mergelig und tonig war. Heute liegen diese Gesteine in einem nach der obersten zweiten Tiefenzone diaphthoritischen Zustand der ersten Tiefenzone vor. Die Mannigfaltigkeit ihrer Erscheinungstypen wird durch die zahlreiche, in ihrer Menge stark wechselnde aplitische Injektion gefördert. Alle Gesteine zeigen eine mehr minder starke Ausbildung von Schichtflächenbiotit. Eine Aufzählung der hier vorhandenen Gesteine wäre eine nutzlose Wiederholung der Arbeit Hausers, statt dessen wird im tektonischen Zusammenhang jeweils der allgemeine Bestand der besprochenen hochmetamorphen Gesteinszüge kurz angeführt. Erwähnt werden nur die langen und im Streichen weit zu ver-

folgenden gering mächtigen Züge von Hornblende-Garbenschiefeln, die immer im Verband mit Quarz-Chloritgesteinen auftreten und überaus charakteristisch sind.

Eine gewisse Besonderheit zeigen die Gesteine des Traidersbergzuges durch besonders starkes Auftreten von diaphthoritischen Granat-Glimmerschiefern und Injektionsgneisen und Zurücktreten der Grüngesteine, die jedoch in typischer Ausbildung im Liegenden vorhanden sind. Verbindend mit den Grüngesteinsmassen ist ferner das Auftreten Granat führender Gesteine an mehreren Orten (Hauser, Verh. 1937, S. 147). Mehrfach treten inmitten der Grüngesteine chloritarmer, auch chloritfreie Typen auf, die den Injektionsgneisen des Schafberges gleichzustellen sind, was als weiteres verbindendes Glied zwischen den beiden bestandverschiedenen Gesteinsgruppen anzusehen ist. Glimmerschiefer und Glimmerquarzite mit wechselndem Feldspatgehalt gehören in die Begleitung der injizierten Gneise.

Diese Injektionsgneise haben ihr reichlichstes Verbreitungsgebiet auf dem Schafberg, westlich des Traidersberges. Hier kann man im Gehänge gegen Traboch von Glimmerquarziten beginnend über Glimmerschiefer und deren Feldspat führende Varianten bis zu feinlagigen, feldspatreichen, aplit-injizierten schieferigen Gneisen alle Übergänge sammeln.

Auf dem Fresenberg, in der Jassing und auch im W, im Eingang des Leimsgrabens liegen ähnliche Gesteinstypen im Verband mit Grüngesteinen.

Die Glimmerquarzite und Glimmerschiefer sind dünnblättrige Gesteine und zeigen ausgezeichnete Durchschieferung. Die Farbe schwankt vom hellen Gelblichweiß der Quarzite bis zu einem hellen Graugrün der Glimmerschiefer. Die Schichtflächen der Quarzite sind reichlich mit Glimmern, meist Muskowit bedeckt, in einzelnen Fällen sammeln sie sich zu dickeren Fasern an.

Das aplitische Material benutzte die reichlich vorhandenen Schieferungsflächen. Durch seine Beeinflussung ist das Gestein bei voller Erhaltung seiner Schieferung zäher geworden, in den Handstücken tritt ebenso wie bei aplitisch beeinflussten Grüngesteinen Feinfältelung und Stauchung der aplitischen Adern auf. Im Querbruch zeigt sich ein feinlagiger Wechsel rein aplitischer Bänder und durch die Glimmer und Quarze dunkler gefärbter, quarzitischer Lagen. In aplitisch injizierten Gneisen finden sich mitunter regelmäßig verstreute, als feine Knöpfe hervortretende Quarzporphyroblasten neben größeren Feldspatindividuen.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine gut ausgeprägte und nachträglich verhältnismäßig wenig gestörte Kristallisationsschieferung. Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem, vielfach verzahntem Quarz mit Serizitschuppen und Strähnen. Die in wechselnder Menge auftretenden Muskowite sind in langen Fasern angeordnet, zeigen jedoch auch Querstellung und ebenso wie Feldspatporphyroblasten mit Grundgewebseinschlüssen ein verlegtes si. Mengenmäßig gegen den Muskowit zurückbleibend, tritt feinschuppiger Biotit auf. Er zeigt vielfach chloritisierte Ränder, der spärlich vorhandene Chlorit ist aus Biotit hervorgegangen.

Größere Quarzindividuen, oft lagenweise angeordnet und Albite (Albit-Oligoklase) treten als Porphyroblasten hervor. Schachbrettalbit und Mikroklin sind in geringer Zahl in den Schiefergneisen zu beobachten.

In feldspatreichen Typen und Glimmerschiefern treten vielfach Körnerhaufen oder Schnüre von feinkörnigem Epidot auf. Nebengemengteile sind graphitisches Pigment, Erz, Turmalin.

Zwei vereinzelt gefundene Quarztypen müssen gesondert behandelt werden. Im Eingang des Leimsgrabens liegt in normalen Quarziten in den Grüngesteinen eine Kalzit führende Abart. Zwischen dünnem Quarz und Glimmerlagen liegen millimeterdicke gelbliche Kalzitlinsen und Fläsern. Die Schichtflächen des Gesteins zeigen Muskowit, Serizit und fleckenweise auch Chlorit. Das Gestein ist hell gelblichgrau und erinnert in seinem Aussehen an die Karbonatquarzite im Gebiete des Seitnerberges, z. T. auch an die der Flitzenschlucht bei Gaishorn.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Karbonatgehalt stark wechselnd, einzelne Schlibfbilder müssen als quarzreicher Marmor, andere wieder als Quarzit mit Karbonatbändern bezeichnet werden. Das Karbonat ist sedimentär. Zwischen den langgezogenen dünnen Quarzbändern liegen Streifen von Serizit und individualisiertem Muskowit, zwischen diesen liegen Epidotstengel. Einzelne der Streifen zeigen auch reichlich Chlorit. Ob dieser aus Hornblende hervorgegangen ist, läßt sich mit Sicherheit nicht entscheiden, ist jedoch nach vorhandenen Hornblenderesten wahrscheinlich.

Neben den feinkörnigen Quarzen treten auch größere, eckige Quarzkörner auf, an einer Stelle konnte in den Glimmersträhnen mit Epidot auch ein Turmalin gefunden werden.

Eine zweite, vereinzelt dastehende Quarzart wurde östlich des Eingangs der Wolfsgrubentäler im Gebänge gefunden.

Außerlich macht das Stück den Eindruck eines stark verschieferten Aplites. In seinen Schieferungsflächen treten feine, dunkle Pünktchen, mit der Lupe als Biotit kenntlich, hervor. In der Schieferung liegt ein bis 5 mm dicker Quarzgang, der reichlich Turmalin führt.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Grundgewebe als ein feinkörniges, außerordentlich gleichmäßiges Aggregat von in s gestreckten Quarzkörnern. In großer Zahl liegen zwischen diesen Einzelkörnern von Epidot oder Körnerhaufen, die z. T. mit Biotit oder Muskowit vergesellschaftet sind.

Die Turmalin führende Schicht besteht aus Großindividuen von Quarz, die in s gestreckt sind und aus wenig, klarem, grob verwillingtem Plagioklas. Zwischen diesen Mineralen, z. T. als Grenze gegen das feinkörnige Grundgewebe liegen große Leisten von Biotit und Muskowit, vereinzelt mit Parallelverwachsung. Turmaline zeigen sich unter dem Mikroskop als parallel oder fächerig gestellte Einzelsäulehen. Der Biotit zeigt randlich auffallend geringe Chloritisierung.

Der Zustand des Rollstückes und sein Fundort machen eine Herkunft aus den Seckauer Tauern unmöglich. Das Gestein muß als Glied der in die Grauwackenzone eingeschuppten Kristallinfetzen betrachtet werden.

Die hier besprochenen Gesteine sind im allgemeinen arm an Marmoren. Solche sind jedoch in im Streichen weit ausholenden, oft mächtigen Zügen in Verbindung mit dünnplattigen Grüngesteinen zu beobachten. Sie galten früher als Karbon, wurden aber von uns wegen ihrer mit den übrigen hochmetamorphen Gesteinen gleichen Metamorphose von diesen abgetrennt und auch in der Karte mit ihren typischen Grüngesteinen getrennt ausgeschieden. Diese Abtrennung der die Marmore begleitenden Grünschiefer von den übrigen

Grüngesteinen hat ihren Grund in der immer gleichen Verknüpfung dieser beiden Gesteine, eine Verbindung, die als stratigraphisch angenommen werden muß. Für die Verbindung mit den übrigen Grüngesteinen sprechen zahlreiche Übergänge und die gleich hohe Metamorphose. Dieselben harten, splittrigen Quarzite (hellgrau, dicht) treten in Begleitung der Marmore wie als Einlagerungen in den Grüngesteinen und aplitisch injizierten Gneisen des Fresenberges auf.

Auf die Züge mit Grüngesteinen sind Schollen basischer und saurer Orthogesteine, z. T. in ansehnlichen Massen beschränkt: Orthoamphibolite mit und ohne Granat, Serpentin, ein dioritisches Gestein von Timmersdorf, aplitische Granitgneise in den Gräben südlich von Kammern und zahlreiche Vorkommen von Apliten.

Südlich von Timmersdorf wurde in Gesellschaft von Amphiboliten und reichlichen Apliten ein Gestein gefunden, das eine Sonderstellung hinsichtlich seiner Durchwegung und seines Mineralbestandes erheischt.

Auf dem westlichen Gehänge des oberen Timmersdorfer Grabens liegt ein größerer Waldschlag, in dessen südlichem Teil auf Karbonkalken ein Wildheobachtungsstand errichtet ist. Unter diesem führt ein Weg noch ein Stück grabeneinwärts und endet dann im Wald. Hier liegen zahlreiche große Gesteinsblöcke, z. T. stark verwachsen, auf dem Boden. Neben aplitischen Gesteinen kommen hier auch Blöcke von jenem zu beschreibenden Typus vor. Rollstücke davon wurden bereits unter dem Wildheobachtungsstand gefunden.

Das Handstück zeigt massiges Aussehen. Die frischen Bruchflächen zeigen, gleichmäßig verteilt, wirt gelagerte Feldspatleisten von gelblich- bis rötlichweißer Farbe. Zwischen ihnen liegen in erheblicher Menge feine Leisten oder Putzen von Hornblende. Fleckenweise nimmt der Feldspatgehalt zu und erscheint in größeren Leisten.

Der Großteil des Schlibbildes wird von großen wirt gelagerten, Plagioklasleisten (Andesin-Labrador) eingenommen, die eine aus Epidot (Klinozoisit), Quarztröpfchen und Serizit bestehende Füllung aufweisen.

Zwischen den Plagioklasen, z. T. auch in diese eingeschlossen, liegt in Fetzen und Bündeln gewachsen gemeine, grüne Hornblende. Stellenweise zeigt sie schwache randliche Chloritisierung. Epidotkörner sind vereinzelt mit der Hornblende verknüpft. Einzelne ihrer Körner zeigen schwachen Pleochroismus (weiß-gelblichgrau).

Quarz füllt in ganz geringer Menge, in Körneraggregaten die spärlichen Zwickel zwischen den Hauptbestandteilen Feldspat und Hornblende. Er beibt auch stellenweise Risse in den Plagioklasen aus.

Übergemengteile: Apatit in langen Nadeln in den Plagioklasen verstreut, Magnetit. Die tektonische Beanspruchung des Gesteins ist gering, sie zeigt sich nur in Zerbrechung einzelner Plagioklase und schwacher Verbiegung einiger Hornblendestengel.

Durch seinen besonderen Mineralbestand und seine auffallend geringe tektonische Bearbeitung fällt dieses Gestein aus dem Rahmen der übrigen Bauglieder heraus. Aufschlüsse des Anstehenden fehlen, doch kann das Vorkommen nicht weit von dem angeführten Fundpunkt entfernt liegen. Wir bezeichnen den Typus vorläufig als dioritisches Gestein.

Die Verteilung der Orthogesteine ist nicht gleichmäßig, sondern diese sind zumeist in Schwärmen angeordnet. Besonders reich an solchen Einschaltungen ist der in der Karte nicht mehr dargestellte Kristallinzug Laintal—Kaintaleck, ferner die in den unteren N-Hängen des Steineck gegen W ausgedehnte Kristallineinheit. Ein schmaler, an Apliten reicher und auch einen Serpentin führender Zug streicht von Punkt 946 (Niederung) gegen NO (Bauer Schrottelnmaier).

In Verbindung mit den eine deutliche Diaphthorese nach der zweiten Tiefenstufe zeigenden Gesteinsgruppen treten allenthalben gut geschieferte quarzitische Gesteine auf, die einen reichen Belag von Serizit, vereinzelt Muskowit auf ihren Schichtflächen zeigen. Es sind jene Gesteine, die bei einer aplitischen Beeinflussung zu den beschriebenen Injektionsgneisen umgewandelt werden. Stellenweise erreichen sie große Mächtigkeit und bilden beim Zurücktreten aplitischen Materials und der Grüngesteine den Hauptanteil mancher Profile. Vielfach fehlen ihnen hier zonenkritische Mineralien, so daß man nicht den Eindruck hat, sich in einem alten Kristallinanteil zu bewegen. Nur das Auftreten vereinzelter Lagen mit Schichtflächenbiotit, der unter dem Mikroskop Chloritisierungserscheinungen aufweist, mahnt an die höhere Metamorphose. Auf dem Traidersberg, im Hangenden der Kristallinschuppen des Laintal—Kaintaleckzuges und im westlichsten Teil des Kartenblattes treten sie im Hangenden grüngesteinsreicher Massen auf und liegen hier unter feinschichtigen Grauwackenschiefern. Die Abtrennung von diesen wird mitunter schwierig und gelingt nur mit Hilfe ihres weitaus höheren Glimmerbestandes und der stärkeren Streckung und Flaserung ihrer Schieferlagen. Trotz der großen Ähnlichkeit mancher ihrer Typen mit Serizitquarziten der Rannachserie können sie nicht mit diesen verbunden werden, da sie in ganz anderer Gesteinsgesellschaft eingebettet liegen.

In Gesellschaft solcher quarzitischer Massen und von Grüngesteinen treten auf dem Traidersberg und in der Jassing stark gequälte, oft rostig verwitternde graphitreiche Phyllite auf, in deren Verbindung sowohl dunkle Kieselgesteine (ähnlich untersilurischen Typen der Karnischen Alpen) wie auch echte Lydite gefunden werden konnten. Die Mächtigkeit dieser Gesteine ist sehr stark wechselnd, bleibt aber immer gering. Auch ihnen fehlt jede Spur eines einstigen Mineralbestandes der Mesozone, sie zeigen jedoch weitaus höhere Durchbewegung und stärkere Glimmerbildung als die karbonischen Gesteine. Es sind das jene Phyllite, die mit den Thoneckphylliten Hammers verglichen wurden (Metz, 1937).

Die seit dem Vorbericht im Zentralblatt 1937 auf das Blatt St. Johann a. T. fortgeschrittenen Aufnahmen haben für die Vergleiche der Marmorzüge mit grünen Schiefern und der als Seitnerbergmarmor in die Literatur eingeführten Marmorvorkommen der Rannachserie eine breitere Vergleichsbasis ergeben. Die beiden Marmore unterscheiden sich entgegen meiner früheren Ansicht grundlegend voneinander, einerseits durch die Gesteinsgesellschaft, in der sie liegen, und andererseits durch ihre Fazies.

Die Seitnerbergmarmore stehen in sedimentärem Verband mit Quarziten, stellenweise auch mit Rannachkonglomeraten und sind nur auf sichere Gesteine der Rannachserie beschränkt. In ihrem Schichtverbände fehlen die mit den übrigen Marmoren stets verbundenen Grüngesteine oder Glimmerschiefer.

Gegenüber den oft mächtigen, weithin streichenden Marmoren oder z. T. auch Bändermarmoren bilden die Vorkommen in der Rannachserie nur auf ganz kurze Strecken ausgebildete dünne Linsen und sind vielfach nur als reichliches Karbonat in Quarziten ausgebildet. Sie sind hochmetamorph und stets grobkristallin.

Unbeschwert von der Frage nach der stratigraphischen Einstellung der Seitnerbergmarmore ergaben die Feldbeobachtungen und petrographischen Befunde einen wichtigen Fingerzeig: von den in der Rannachserie steckenden Quarz-Serizit-Phylliten sind jene phyllitischen oder z. T. quarzitischen Glieder, die das diaphthoritische Kristallin führen, nach den vorläufigen Beobachtungen abzutrennen, da sie mit graphitischen Phylliten und Lyditen vergesellschaftet sind. Das ist in der Rannachserie nicht der Fall.

Die Trennung läßt sich noch weiter führen: die Gneise des Leims-Frauengrabenzuges, die als „Kristallinschollen“ in der Rannachserie liegen, sind hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und mit großer Wahrscheinlichkeit auch genetisch von dem übrigen Grauwackenkristallin, welches ich stratigraphisch den Brettsteinzügen angliedere, zu trennen.

Die so gewonnene stratigraphische Unterscheidung hat ihr Gegenstück im tektonischen Bild. Dem auf lange Strecken hin gleichmäßig durchstreichenden Zug der Rannachserie an der Basis der Grauwackenzone stehen die eminent verschuppten Bauglieder mit Oberkarbon fremd gegenüber. An einer einzigen Stelle, in der Jassing, liegt ein Fetzen mit Rannachkonglomerat im Schuppenverband eingebettet. Auch der von seiner Basis abgetrennte, nördlich des Kaisersberg-Leimser Karbonstreifens liegende Zug ist mit großer Regelmäßigkeit weit nach W zu verfolgen. Nirgends sind die Rannachgesteine den anderen, in mehrfacher Wiederholung übereinanderliegenden Schuppen tektonisch gleichwertig vertreten.

Es läßt sich mithin zeigen, daß die Seitnerbergmarmore stratigraphisch wie auch tektonisch von den übrigen Marmoren abzutrennen sind. Die Gumpeneckmarmore gehören ihrer Gesellschaft und Fazies entsprechend mit großer Wahrscheinlichkeit zu den mit den Brettsteinmarmoren verglichenen Typen.

### Geringmetamorphe Gesteine.

(Feinschichtige Grauwackenschiefer, Kalke.)

Die hier besprochenen Gesteine unterscheiden sich von den bisher behandelten durch ihre geringe Metamorphose, während ihre mechanische Durcharbeitung außerordentlich stark ist.

Es ist ein mächtiger Komplex von grauen, meist dichten Schiefnern, in denen ebenso dichte Chlorit führende Gesteine als Einlagerungen vorkommen. Diese zeigen ein feinfilziges Chlorit-Quarzgewebe mit häufigen Kalzitschnüren.

In den hell- bis dunkelgrauen Schiefnern finden sich Lagen feinklastischen, sandigen Materials und hell- bis dunkelgraue sehr dichte Quarzite. In böheren Lagen, welche Kalkbänke führen, ist stellenweise schwarzer Lydit enthalten.

Als Zwischenlagen zwischen den glimmerarmen feinen und dichten Schiefnern finden sich recht dünnblättrige, z. T. matt glänzende Einlagerungen, die streifenweise von graphitischem Pigment ganz dunkel gefärbt sind.

Mit diesen schiefrigen Gesteinen, z. T. sedimentär verbunden, sind dünne, dunkle bis blaue Kalkbänder, die oft schwer verwalzt sind und in einer Kalkschiefern ähnlichen Fazies vorliegen.

Die mächtigeren, meist helleren und z. T. marmorisierten Kalke, die in unserem Aufnahmegebiet über dem Schieferkomplex liegen, stehen mit diesem in tektonischem Verband, wie zahlreiche Kalk- und auch Schieferbreccien an der Grenze anzeigen. Diese Kalke, denen die mächtigen Vorkommen der Tollinggräben und von St. Peter-Freienstein zuzuzählen sind, sind mit dem erzführenden Kalk im weitesten Sinn zu parallelisieren.

Im Veitscher Wald liegen in den die Kalke des Reitererkogels unterteufenden Schiefen Linsen von Ankerit und Siderit mit Quarz. Diese Schichten erwecken genau den Eindruck der vererzten Partien auf dem Salberg bei Liezen. Jedoch fehlen hier die Konglomerate.

### Tektonik.

#### 1. Jassing (Leoben—St. Michael)—Traidersberg.

SW von Leoben erhebt sich der Häuselberg, dessen Profil durch Korallenfunde im Karbon bedeutsam ist. Die Basis ist gegeben durch einen im Detail schwer verfalteten Zug von höher metamorphen Gesteinen, die neben den üblichen, stark durchgearbeiteten phyllitischen Gesteinen (z. B. Quarz-Chloritschiefer mit Epidot usw.) auch weiße, splittige Quarzite, Hornblende-Garbenschiefer, migmatische Aplite, Paraamphibolite, Epidotamphibolite und Epidosite enthalten. Diese Gesteine, deren Fortsetzung im W und N des Häuselberges und nördlich Hinterberg zu suchen ist, sind beim Bahnwächterhaus am S-Fuß des Berges gut aufgeschlossen (hier auch Quarzgänge mit Hämatit). Der Sattel, über den die Reichsstraße führt (Punkt 606), wird von einer Antiklinale dieser Gesteine mit schön aufgeschlossenen Hornblende-Garbenschiefern gebildet, die sich auf dem ganzen N-Fuß des Häuselberges verfolgen lassen.

Über diesen Gesteinen liegt ein Zug von Karbon mit reichlichen Kalken, die auch den steilen S-Abfall mit den Wänden bilden. Die Ausbildung dieses Zuges entspricht vollkommen den normalen Karbonprofilen und ist dadurch bemerkenswert, daß geringmächtige Kalklinsen unter dem mächtigen wandbildenden Kalk im SW-Gehänge die Koralle *Caninia nikitini* geliefert haben. Überlagert wird dieser Karbonzug nochmals von einer Schuppe kristalliner Gesteine mit Marmor (alter Kalkofen am O-Fuß).

Erst darüber folgt eine Schuppe von Karbon, die den kleinen Magnesitstock des Häuselberges führt.

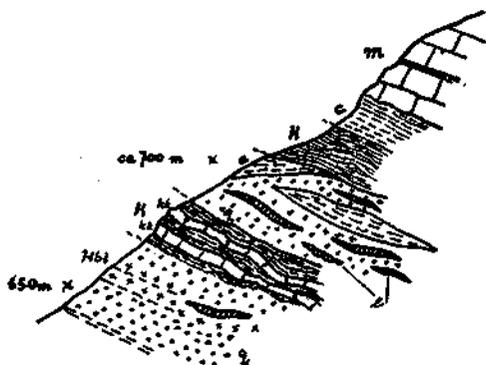
Der geschilderte nach N fallende Gesteinskomplex wird nördlich von einer ungefähr NO streichenden Störung abgeschnitten, die auf dem Rücken des Berges von Tertiär verschmiert ist, das sich über die Wiesen und sanften Gehänge gegen N erstreckt. Jenseits der Störung liegen die kristallinen Gesteine mit Hornblende-Garbenschiefern und über ihnen liegen zerrissene Schuppen von Karbon. Diese sind auf dem ebenen Weg, der vom Sattel Punkt 606 um den Häuselberg herumführt, aufgeschlossen.

Der Zug der Hornblende-Garbenschiefer ist durch das ganze S-Gehänge des Galgenberges bis zur großen Querstörung bei Hinterberg schön zu verfolgen. Im großen zeigt sich hier das gleiche Profil wie auf der S-Seite des Häuselberges. Die auf der Höhe des Galgenberges liegenden Marmorzüge (Steinbruch bei der Gösser Bahnübersetzung) bilden eine steile und enggepreßte Antiklinale, die westlich von Punkt 788 auch etwas Karbon mit

eingequetscht hat. Auch die Marmorzüge lassen sich bis zur Hinterberger Querstörung verfolgen (Textfig. 3).

Nördlich dieser mit Grüngesteinen vergesellschafteten Marmorzüge liegt ein kalkreiches, im allgemeinen gleichsinnig mit dem Gehänge nach N abfallendes Karbon, welches die Hänge gegen Donawitz aufbaut. Auch dieses wird von stark gefalteten älteren Gesteinen (Diaphthorite-Grüngesteine) überlagert, die im Hohlweg des Thalgrabens bei Donawitz gut aufgeschlossen sind.

Ein in der Nähe von Rasteiner gegen N ziehender Graben enthüllt in dem früher erwähnten Karbon ein gutes Profil<sup>1)</sup> und zeigt, daß über diesem



Textfig. 3.

Verschuppung hochmetamorpher Gesteine im Gehänge nördlich Hinterberg.

- |  |                             |
|--|-----------------------------|
| <i>c</i> = Grüngesteine mit Biotit, Epidot | <i>m</i> = Marmor           |
| <i>Hbl</i> = Hornblende-Garbenschiefer     | <i>K</i> = Oberkarbon       |
| <i>e</i> = Epidosit                        | <i>kk</i> = Kalke in diesem |
| <i>q</i> = Quarzite                        |                             |

Karbon liegende Fetzen von Marmor und Grünschiefern im Störungsverband mit diesem stehen. Die verhältnismäßig wenig gestörten Karbongesteine zeigen in der Nähe der Marmore heftige Zerbrechungen und Verfaltungen, auch Verschuppungen mit den Marmoren und Grüngesteinen. Die randlichen Marmore zeigen die gleichen Erscheinungen, dünne Marmorbänder schwimmen, in Trümmer aufgelöst, in Grüngesteinen und verkneteten Graphitschiefern.

Die steil O fallende im allgemeinen N—NNW streichende Querstörung ist auch morpbologisch gut ausgeprägt. Sie setzt am O-Ende der Marmorzüge an der Reichsstraße westlich von Prening ein, zieht über die Senke bei Bauer Rasteiner und setzt sich in das nördliche Gehänge des Galgenberges fort, wo sie sich in mehrere Verwürfe zersplittert und erlischt.

Die Fortsetzung der Galgenbergmarmore bilden die steilen Wände an der Reichsstraße, die sich gegen SW über Punkt 878 hinaufziehen, hier stark an Mächtigkeit verlieren und sich dann in der Jassing in einzelne Schollen auflösen. Auf dem Kamm des Aukogels zeigt sich im Liegenden dieser Marmore ein Karbonzug, dessen Kalke nördlich vom Schober im Murtal Korallen und wohl als Fusulinen zu deutende Reste geliefert haben. Sie entsprechen dem mächtigen Karbon des Häuselberges.

<sup>1)</sup> Beschreibung im stratigraphischen Teil, Karbon.

Die Gesteine mit Hornblende-Garbenschiefern des Galgenberg-Häuselbergzuges haben ihre Fortsetzung im Liegenden des Korallen führenden Karbons. Sie bilden in großer Mächtigkeit die Gehänge nördlich des Bauern Adam im Jassingraben und ziehen über den Aichberg gegen St. Michael.

Während sie auf dem Aukogel unmittelbar von den Plattelquarziten und spärlichem Rannachkonglomerat unterlagert werden, schiebt sich zwischen sie und die Rannachserie südlich des Aichberges eine neuerliche Karbonschuppe, die sich gegen W mächtig entwickelt und im Gehänge östlich von Adam auskeilt. Diese Schuppe führt ein a. a. O. genauer zu beschreibendes Vorkommen von Magnesit und Talk, der durch längere Zeit Gegenstand eines Abbaues war.

Die Mächtigkeit der Rannachgesteine (meist nur Plattelquarzit) ist gering, die Lagerung außerordentlich steil nordfallend, ebenso die Grenze gegen das Seckauer Kristallin. Über die steile Stellung der Kristallingrenze in diesem Abschnitt wird später noch die Rede sein.

Dort, wo im N des Höhenzuges Galgenberg—Niederung die Hinterberger Störung erlischt, streicht das Karbon, die Hangenschuppe über dem Galgenbergmarmor, ungehindert darüber hinweg und wir stehen vor der Tatsache, daß dieser nördliche Karbonzug sein tektonisches Äquivalent in jener Schuppe hat, welche hangend zu den Marmoren beim Bauern Zeller südlich Punkt 977 durchstreicht. Daß die Gleichsetzung der Marmore dies- und jenseits der Störung und damit auch die des Karbons viel für sich hat, geht aus dem Umstand hervor, daß der liegende Kristallinzug mit Hornblende-Garbenschiefern, der über dem Plattenquarzit liegt, seine Fortsetzung über den Häuselberg hinaus gegen O auf die S-Seite des Windischberges hat, wo er ebenfalls über Plattelquarzit liegt.

Die Schuppenzone, die zwischen den eben genannten Karbonzügen liegt, breitet sich westlich der Störung zu aus und enthält neben Karbonschuppen und altkristallinen Gesteinen auch ein Vorkommen von feldspatreichem Rannachkonglomerat. Das Altkristallin ist interessant, da es neben Hornblende-Garbenschiefern auch Granat führende Gesteine enthält (Hauser, Verh. 1937).

Aus dem angedeuteten Zusammenhang der beiden Karbonzüge ergibt sich die Wahrscheinlichkeit starker Verfaltungen, in deren Synklinalkernen kristalline Schuppen und Rannachkonglomerate liegen. Aus dem Vorkommen von Rannachkonglomerat weit entfernt von seiner ursprünglichen Lagerung über dem Seckauer Kristallin ergibt sich auch das Vorhandensein von Überschiebungsflächen mit kristallinen Massen über dem Karbon, die nachträglich noch verfaltet wurden. Diese Verhältnisse wurden im Profil darzustellen versucht, obwohl sichere Aufschlüsse für die Verbindung von hangendem und liegendem Karbon nicht vorhanden sind.

Gegen W keilen die meisten kristallinen Schuppen aus und machen einem weitverbreiteten Karbonvorkommen Platz, welches in z. T. sehr flacher Lagerung die Hänge gegen das Liesingtal aufbaut. Die interne Faltung des Karbons ergibt sich aus den Verhältnissen südlich des Tonibauer (Thal bei Donawitz).

Nördlich des Kreuzes auf der Niederung erhebt sich eine flache Kuppe (Punkt 946), deren NO streichender Kamm den hochmetamorphen Gesteinen angehört, die über Karbon liegen. Diese führen hier Granat-Chloritoid-

Glimmerschiefer, Albit-Epidot-Chloritschiefer mit Quarz und Biotit, Quarz-Chloritschiefer mit wechselndem Hornblende- und Albitgehalt, Hornblende-Garbenschiefer, Amphibolite mit Orthotracht, Epidot- Amphibolite, Epidosite, Serpentin, aplitisch injizierte Grüngesteine, Aplit, Marmor. Die Grenze gegen das südlich liegende Karbon steht fast durchwegs senkrecht, oft sogar schwach überkippt, südfallend. Erst nach Kenntnis des gesamten Grenzverlaufs läßt sich feststellen, daß das Kristallin hier einwandfrei über dem Karbon liegt.

Unmittelbar nördlich des Gipfels 946 liegt im Gehänge ein verfalteter Marmor, der von den Bauern der Umgebung abgebaut wird. Auch dieser Kristallinzug wird durch ein schwer verfaltetes und gegen O auskeilendes Band von Karbon von der höheren Masse des Traidersberges getrennt. Dort, wo das Karbon auskeilt (Graben westlich Tonibauer), liegen seine verquetschten Konglomerate sehr steil und die kristallinen Gesteine (Diaphthorite und phyllitische, verwalzte Gesteine) nördlich und südlich des Grabens treten unmittelbar in ihre Nachbarschaft und bieten das Ortsbild einer steilen, gepreßten Antiklinale. Auch die tektonische Stellung des Traidersberges ergibt sich nicht unmittelbar aus den Grenzverhältnissen im Thalgraben, sondern kann erst regional abgeleitet werden. Die tektonisch hohe Stellung ergibt sich aus den Aufschlüssen im Gebiet von Secgraben und westlich im Liesingtal.

Die Masse des Traidersberges und Schafberges, deren steil stehende Basis hier geschildert wurde, liegt im allgemeinen sehr flach, südlich des Kammes N-fallend, nördlich des Kammes mit öfterem S-Fallen. Es ist ein flachwelliger Faltenbau, der gegen die alle Anzeichen heftigster Zusammenstauchung tragenden Gesteine des südlichen Gebietes in bemerkenswertem Gegensatz steht.

In den hier als „Traidersbergeinheit“ zusammengefaßten Gesteinen überwiegen Granat führende Gesteine (diaphthoritisch) und feinlagige Injektionsgneise (Gebiet des Schafberges).

Im einzelnen gibt der Aufbau des Traidersberges durch seine besonders schlechten Aufschlüsse noch manche Rätsel auf. So ist das gegenseitige Verhältnis zweifellos phyllitischer Gesteine (glanzschieferartige Typen, dunkelgraue serizitquarzitische Gesteine, Lydit) zu den Gesteinen mit Injektionsbeeinflussung und Diaphthorose hier besonders unklar.

Als gesichert kann jedoch gelten, daß die tektonische Hochlage es verbietet, seine Einheit als kristalline Aufragung aus dem Untergrund anzusehen, und daß das mengenmäßige Hervortreten seiner Granat führenden Gesteine aus petrographischen Gründen nicht als Trennungsmerkmal gegenüber tiefer liegenden kristallinen Schuppen gelten kann.

Die auf dem ganzen N-Rand zu beobachtende Ablenkung des Streichens wird im Zusammenhang mit der Erläuterung jüngerer Tektonik zur Sprache kommen.

#### **Das Gebiet von Kaisersberg bis zum Fresenberg—Steineckkamm.**

Die beiden Seiten des Liesingtales zwischen St. Michael und Traboch lassen sich nicht ohne weiteres zusammenhängen. Diese Ungleichseitigkeit liegt in einer Querstörung begründet, die von Stiny (Verh. 1931) gezeichnet

wurde. Sie steht in Beziehung zur Querstörung, die im Tal von Trahoch gegen N zur Mooswiesen verläuft.

Westlich des Bahnhofes fällt ein großer Steinbruch im plattigen, N-fallenden Kalken auf. Es sind meist feinkristalline Bänderkalke, die auf Punkt 861 zu großer Mächtigkeit anschwellen und die dem Karbon angehören. Ihre Durchbewegung ist wechselnd stark, in ihnen konnten Reste von Korallen gefunden werden. Ihr Liegendes bilden in den auch vom Tal aus sichtbaren Wändchen gut aufgeschlossene Quarzkonglomerate und graphitische Schiefer.

Der Aufstieg vom Ort Brunn auf diesem Kamm zeigt unter dem Karbon eine Schuppe höher metamorpher Gesteine mit Marmorbändchen, mit Diaphthoriten und Hornblende-Garbenschiefern. Die streichende Fortsetzung dieser Gesteine ist leider vom Tertiär verhüllt, doch dürfte diese Schuppe ihr Äquivalent auf dem nächsten westlichen Kamm, dem Keffenberg, haben, wo ebenfalls Hornblende-Garbenschiefer aufgeschlossen sind und im Wald des östlichen Abfalls Marmorblöcke gefunden wurden.

Der Kalk, in dem der Steinbruch umgibt, verliert gegen W seine Mächtigkeit rasch, das Karbonprofil, in dem er liegt, macht den Eindruck sehr starker Verfaltung. Seine tektonische Stellung wird im nächsten westlichen Abschnitt klarer.

Das Gebiet von Kaisersberg und Preßnitzgraben zeigt als tiefstes Glied der Grauwackenzone den Plattelquarzit und wenig Rannachkonglomerat.

Im Hartelgraben ist dieser Zug ausgezeichnet aufgeschlossen. Die interessanten Verhältnisse an der Grenze gegen das Seckauer Kristallin sind Gegenstand einer Spezialuntersuchung von Hauser. Die Grenze steht außerordentlich steil, örtlich sogar überkippt und es ist bemerkenswert, daß hier laminierte Serizitquarzite zwischen dem Plattelquarzit und den eigentlichen Grobgneisen eingeschaltet sind. Analog den Verhältnissen östlich von St. Michael ist diese Grenze auch morphologisch durch eine Kammdepression ausgeprägt. Dies alles scheint mir ein Argument zu sein, daß die Grenzverhältnisse hier nicht denen des von Hammer geschilderten Gebietes des Feisterer Horns entsprechen, sondern daß es sich hier um eine deutliche Ablösungs- und Bewegungsfläche zwischen Kristallin und Grauwackenzone handelt.

Über dem Plattelquarzit folgt nun jener Karbonzug Kaisersberg—Leims, der seit langem in der Literatur bekannt ist und durch seinen Reichtum an Graphit wirtschaftlich bedeutend geworden ist. Er unterscheidet sich von der großen Masse des übrigens Karbons durch seinen vollkommenen Kalkmangel und das Vorkommen von Pflanzen (Wurmälpe im oberen Preßnitzgraben). Er taucht schmal und unbedeutend unter dem westlichen Rand des Brunner Tertiärs heraus und zieht von hier, auf den Höhen zu bedeutender Mächtigkeit anschwellend, gegen W, wo wir ihn in interessanter tektonischer Stellung im Leimsgraben wieder begegnen.

Nördlich schließt an ihn ein Zug von zweifellos der Rannachserie zugehörigen Gesteinen an. Dieser Zug wurde früher immer der liegenden Plattelquarzitschuppe tektonisch und stratigraphisch gleichgesetzt, wobei das Graphitkarbon Muldenkern war. Genauere Untersuchungen haben ergeben, daß beide Züge nicht ohne weiteres gleichzusetzen sind, da der Hangendzug den feldspatreichen Gesteinen in typischer Ausbildung angehört, während der Liegendzug keine Spur davon zeigt, dagegen die typische Ausbildung des Plattelquarzites aufweist. Wenn man auch in der nicht aufgeschlossenen

und auch durch den Bergbau nicht zugänglichen Tiefe einen Übergang beider Typen ineinander annehmen wollte, bleibt noch immer die Schwierigkeit der vollkommenen Ungleichseitigkeit der Synklinale: im S Seckauer Kristallin, ihm entsprechend nördlich Oberkarbon. Die Verhältnisse finden eine Erklärung am N-Rand des Karbons, wo stellenweise starke Zerbrechungen der Gesteine und heftige Faltungen zu beobachten sind. Eine Störung schneidet den Muldenbau im N ab und bringt die feldspatreichen Rannachgesteine direkt an das Karbon.

Diese Rannachgesteine zeigen in der Sohle des Hartelgrabens nur geringe Mächtigkeit und steile Lagerung, während in den Hängen, östlich (Kaisersberger Schloßberg) und westlich des Grabens die Mächtigkeit bedeutend anwächst und die Lagerung flacher wird. Die Gesteine sind hier zu einer steilen Synklinale gepreßt, welcher nördlich anschließend ein breites, im allgemeinen WNW streichendes Gewölbe folgt. Im Inneren dieses Gewölbes taucht ein kalkreiches Karbon heraus, das den Kamm westlich des Hartelgrabens nicht mehr erreicht, sondern hier von den flachgelagerten Quarziten überdeckt ist. Dieses Karbon ist in der Sohle des Hartelgrabens und in seinen Hängen gut aufgeschlossen. Die Gesteine seiner S-Grenze zeigen unmittelbar am Kontakt mit den Quarziten steile und gestörte Lagerung, um die Saigere pendelnd und starke Pressung. Grabenaufwärts stellt sich fast allgemeines S-Fallen ein, welches auch auf dem Rücken nördlich Punkt 901 des Schloßberges gut zu beobachten ist. Im Gehänge westlich des Hartelgrabens kann man schließlich ein Umschwenken des Streichens bis in die N—S-Richtung und W-Fallen beobachten. Kalke, Schiefer und Konglomerate sinken hier, selbst ein Gewölbe bildend, unter die Quarzite unter. Erst im Graben südlich Kohlwecker tauchen inmitten der schmal gewordenen Antiklinale wieder steil stehende und scharf gepreßte Karbonschiefer in geringer Mächtigkeit auf.

Die östliche Fortsetzung dieses kalkreichen Karbons entspricht dem Kalkzug, der bei St. Michael große Mächtigkeit erreicht. Als liegendstes Glied im besprochenen Antiklinalbau sind auf der Höhe des Keffenberges Grüngesteine mit Hornblende-Garbenschiefern aufgeschlossen, die ebenfalls wie einzelne Teile ihres Hangendkarbons, S-Fallen aufweisen. Dieser Zug verschwindet jedoch in dem östlich an dem Hartelgraben anschließenden Tälchen, ohne wieder aufzutauchen.

Der nördliche Flügel des gewölbebildenden Quarzitzuges ist im oberen Hartelgraben und im westlich anschließenden Gehänge zu verfolgen, keilt jedoch in der östlichen Fortsetzung (S-Hang des Fresenberges) aus. Er ist wahrscheinlich ausgequetscht und die hangende marmorreiche Serie überlagert im O direkt das kalkreiche Karbon, während die Hangendschuppen im W, südlich des Steineck, auf den Quarziten aufliegen.

Diese marmorreiche Schichtgruppe zeigt ihre volle Entwicklung auf dem Kamm, der von Brunn bei St. Michael gegen den Fresenberg hinaufzieht. Hier liegen neben kleinen Marmorbändchen drei mächtige Marmorlagen mit Aktinolith auf den Schichtflächen und Biotit führenden Grüngesteinen übereinander. Sie ziehen vom Liesingtal im S-Gehänge des Fresenberges gegen W. Südlich des Bauern Fresner jedoch beginnen sie zu verarmen und westlich des oberen Hartelgrabens findet sich im Wald, nördlich von Punkt 1105 nur mehr eine schmale, zerfetzte Marmorrippe, an die nördlich ein ebenso ausgequetschter schmaler Karbonstreifen anschließt.

### Die N-Seite des Fresenberg- und Steineckkammes.

Dichte Waldbedeckung und z. T. flache Hänge, die sich gleichsinnig mit dem Schichtfallen abwärts senken, bedingen in dem Kammgebiet und in den obersten N-Hängen eine Aufschlußarmut, die einer Deutung des tektonischen Baues sehr feindselig entgegensteht. Auch möglichst dicht gelegte Routen konnten stellenweise zu keinem voll befriedigenden Ergebnis führen.

Über dem eben erwähnten marmorreichen Bauglied der S-Seite des Fresenberges liegt ein gegen W zu auskeilendes, an der östlichen Seite jedoch reich entwickeltes Karbon, das sich östlich um den ganzen Fresenberg bis an dessen N-Fuß verfolgen läßt und seine Fortsetzung bis zur Störung in dem Grabengebiet südlich Timmersdorf findet. Gegenüber der besonders steilen Lagerung weiter südlich liegender Elemente macht sich hier sehr flaches Einfallen bemerkbar.

Über diesem Karbon liegt, den ganzen N-Hang des Fresenberges überdeckend, ein kristallines Schichtpaket mit reich differenziertem Gesteinsbestand. Es enthält: Quarz-Chloritschiefer mit Biotit und Albit, Quarz-Chlorit-Muskowitschiefer mit Kalzit, Chloritquarzite mit Feldspatgehalt, Glimmerquarzite, splittige Quarzite in Bänken, schiefrige Injektionsgneise, aplitisch injizierte Grüngesteine.

Dieser Komplex zieht sich auf dem Hauptkamm gegen W und führt auf dem O-Kamm des Steineck mehrere mineralreiche Marmorbänder, amphibolitische Gesteine und reichlich Karbonat führende Diaphthorite. Einige ausgewalzte, kalkführende Streifen von Karbon bilden das trennende Glied gegenüber der liegenden Gruppe marmorreicher Diaphthorite, die hier in der S-Seite des Steineckgebietes auskeilt.

Auch die Mächtigkeit dieser die Steineckmarmore führenden Gruppe nimmt gegen W rasch ab und es kommt noch vor dem Erreichen des Sattels zwischen Preßnitzalpen und Steineck-Hauptgipfel zum vollkommenen Auskeilen.

Die Gipfelregion des Steineck selbst ist von einer über dem Kristallin liegenden Karbonmasse gebildet, die sich ohne Unterbrechung in die mächtige Karbonserie der beiden Wolfsgrubentäler fortsetzt.

Im Bereiche dieser beiden Gräben zeigt dieses Karbon eine mächtige Entwicklung von Kalken, die jedoch bemerkenswerterweise nur auf kurze Strecken hin anhält. Es finden sich auf dem Steineck selbst nur zwei Kalkbänder und erst die Fortsetzung dieses Zuges über den Leims-Rannachgraben in die Höll bei Kallwang zeigt wieder die reiche und mächtige Entwicklung dieses Profils.

Ergibt sich schon aus diesem Umstand die mächtige Tektonisierung des Zuges durch die Einbeziehung in den Deckenbau, so zeigt sich auch im einzelnen heftige Bruchmechanik und nachträgliche Verbiegung der Kalkplatten.

In den Quellgebieten der Wolfsgrubentäler streichen die tiefsten Kalkbänke in die Luft und unter ihnen taucht das früher besprochene Kristallingebiet des Fresenberges hervor.

Beachtet man jedoch die aufgeschlossene O-Seite des Karbons südlich Mötshendorf, erkennt man, daß wieder ein Kristallin das Karbon überlagert, ebenso wie dessen W- und N-Seite. Es macht im Gelände oft den Eindruck,

als würde das unter dem Karbon liegende Kristallin des Fresenberges oft mit diesem hangenden Kristallin in direkter Verbindung stehen.

Diese scheinbare Einwickelung des Steineck-Wolfsgrubenkarbons in kristalline Massen, für die aber kein einziger guter Aufschluß Anhaltspunkte gibt, ist unbefriedigend, da überall das hangende Kristallin eine auffallend reiche Entwicklung von Orthomaterial zeigt und sich dadurch vom liegenden Fresenbergkristallin unterscheidet.<sup>1)</sup> Die Lösung der Frage gelingt vom O her.

Die W-Seite der Störung im Timmersdorfer Graben zeigt ebenfalls ein Karbon. Dieses stößt sogar örtlich direkt an das Karbon, welches sich um die O-Seite des Fresenberges schlingt.

Da auch dieses westlich der Störung liegende Karbon von Kristallin mit reichlichen Orthomassen (z. B. Fahrweg an der W-Seite des Timmersdorfer Grabens) überlagert wird und seine schmale Fortsetzung noch auf der N-Seite des Hauptkammes scharf aus dem NS-Streichen in O—W-Richtung umbiegt, läßt es sich ohne Schwierigkeit mit dem Wolfsgrubenkarbon unter dem Kristallin hindurch verbinden und es ergibt sich, daß die beiden Karbonvorkommen auf den beiden Seiten der Timmersdorfer Störung einander tektonisch nicht entsprechen, daß nämlich das östliche Karbon tektonisch tiefer liegt als das westliche.

Dies läßt sich ohne Schwierigkeit annehmen, denn die Timmersdorfer Störung muß heftig gewirkt haben, wie aus der auffallend starken nachträglichen Ausräumung ihres Wirkungsbereiches hervorgeht.

Im Karbon westlich der Timmersdorfer Störung zeigt sich ein neues Beispiel rascher Verarmung eines Profils auf tektonischer Grundlage.

Das erwähnte hangende, an Orthomaterial reiche Kristallin zeigt sich in einzelnen Vorkommen in den Hängen südlich Wolfsgruben und tritt in geschlossener Masse nördlich des Steineck und im Leimsgraben auf. Im obersten Kammergraben ist neben Hornblende-Garbenschiefen auch ein schmales Marmorband aufgeschlossen.

### Das Gebiet von Leims- und Rannachgraben.

Die Grenze der Grauwackenzone zum Kristallin der Seckauerzone legt sich gegen W zu immer flacher und im Gebiet des Rannachgrabens finden wir die am Hochreichart bekannte, sehr flach N-fallende Grenze bereits ausgebildet. Hier haben wir auch die reiche Entwicklung des Rannachkonglomerates mit der vom Seitnerberg bekannten Karbonatführung.

Sowohl der südliche wie der durch den Leims-Kaisersberger Karbonzug abgetrennte nördliche Zug der Rannachserie nimmt gegen W bedeutend an Mächtigkeit zu. Die bei Kaisersberg noch sehr scharfe tektonische Trennung Feldspat führender und praktisch feldspatfreier Rannachgesteine verschwimmt gegen W, wenn auch eine gewisse Trennung insoweit aufrechterhalten ist, als die Plattelquarzite und das typische Rannachkonglomerat auf den S beschränkt bleiben und die gegen W an Mächtigkeit ständig zunehmenden serizitphyllitischen Gesteine mit jüngerem Pyrit als Pseudo-

<sup>1)</sup> Gesteinsbestand: Paraamphibolite, Hornblende führende Quarz-Chloritschiefer, Hornblende-Garbenschiefer, Quarz-Chloritschiefer mit Biotit, Albit, Epidot, Karbonat, albitisierte Grünschiefer, Epidosite, Orthoamphibolite, schiefrige Injektionsgneise, Aplite, dioritisches Gestein, chloritführende Glimmerschiefer, Karbonatquarzite.

morphosen und teilweiser Feldspatführung den nördlichen Zug auszeichnen. Jedoch zeigt auch der südliche Zug im oberen Rannachgraben reichlich Feldspatführung. Glanzschiefern ähnliche Gesteine im S, Streifen von Rannachkonglomerat im nördlichen Zug vermitteln zwischen beiden.

Ungefähr nördlich des Hennerkogels setzen die Züge der Leimser Gneise ein, die das graphitische Karbon nach W begleiten. Ihre Hauptmasse tritt im nördlichen Zug auf, ist aber nicht auf diesen beschränkt, denn im südlichen Ast des Leimsgrabens treten geringer mächtige Biotit-Flasergneise sowie Granitgneise und Aplite im engeren Verband mit Plattelquarzit auch im Liegenden des Karbonzuges auf. Auf der W-Seite des Rannachgrabens zeigt der Weg zur Bürgeralpe (unter Punkt 1107) im Liegenden des Karbons einen schmalen Gneiszug, der aber den Kamm nicht erreicht und bald wieder auskeilt. Im Bereich des Rannachgrabens schwillt der hangende Gneiszug bei Punkt 1107 zu großer Mächtigkeit an und kommt so an den W-Rand des Kartenblattes.

Wenn auch an der Hangend- und Liegendgrenze der Gneise stark schiefrige Abarten festzustellen sind, muß dies kein Argument für die tektonische Stellung dieser Gneise in den Rannachgesteinen sein, denn solche schiefrige Gneise kommen auch inmitten der Gneiskörper vor, die Rannachquarzite zeigen an den Grenzen keine vermehrte Zerhrechung und morphologisch drücken sich die Grenzen kaum aus.

Die mächtigen Rannachgesteine werden im N unmittelbar von meist sehr steil gestellten und örtlich stark verwalzten Karbongesteinen überlagert, die dem Zug von Wolfsgruben und Steineck entsprechen. Die im O noch mächtigen kristallinen Gesteine der N-Seite des Fresenberges und des Steineck-Ostkammes sind mit ihren karbonischen Zwischenschuppen vollständig verschwunden.

In großer Mächtigkeit jedoch streicht das an Orthogesteinen reiche Kristallin im Hangenden des genannten Karbonzuges vom O in den Leimsgraben herein. In den Gräben südlich von Kammern und auf dem Kamm des Pirkerkogels (Punkt 1061, westlich des Leimsgrabens) sind schöne Profile aufgeschlossen, die die Gesteinsgesellschaft gut wiedergeben. Die hangenden, quarzitreichen Bänke führen in den Gehängen des untersten Leimsgrabens Karbonat.

Westlich des Fadelgrahens, gegen Mautern zu, verarmen die kristallinen Orthomassen, die quarzitischen Gesteine nehmen überhand, die letzten Aufschlüsse liegen am unteren Ende des Rannachgrabens im Liesingtal.

Vom Eingang des Leimsgrabens zieht sich ein schmaler Karbonzug im Hangenden des erwähnten Kristallins gegen W, der einen meist schwer verwalzten Kalkzug führt. Dieser Zug wird wieder von diaphthoritischen Gesteinen überlagert, die einen auffallenden Granatreichtum zeigen. Daneben kommen injizierte Gneise und Quarzite vor. Wir finden in dieser Gesteinsgesellschaft die Traidersbergeinheit wieder. Der schmale Karbonzug übersetzt den Fadelgraben und führt etwas weiter westlich ein Talkvorkommen, welches Gegenstand des Abbaues ist. Die Fortsetzung des Zuges verschwindet nun ebenso wie der Traidersbergzug unter den Alluvionen des Liesingtales. Der Bergbau am Ausgang des Fadelgrabens geht in den Gesteinen der Traidersbergeinheit um und fördert nicht Talk, sondern außerordentlich reinen Serizit (als Glimmertalk bezeichnet).

### Veitscher Wald, Bärenkogel und Tollinggraben.

Die Kirche von Trahoch im Liesingtal steht auf gut aufgeschlossenem Gestein, welches seine Fortsetzung am S-Fuß des Veitscher Waldes gegen W findet. In flacher Lagerung sinken diese Gesteine unter die Hänge des Veitscher Waldes ein und hergen in den untersten Bodenwellen NNW von der Straßenübersetzung bei der Bahnstation Trahoch—Timmersdorf Granatglimmerschiefer und etwas weiter westlich noch die vom Schafberg her bekannten aplitisches injizierte Schiefergneise. Wir sehen hier demnach die Fortsetzung der Traidersbergeinheit in gleicher Fazies, wie wir sie schon weiter westlich im N des Pirkerkogels fanden.

Über dieser Serie liegt nun in großer Mächtigkeit die Masse der feinschichtigen Grauwackenschiefer. Die Verhältnisse sind auf dem Kamm von Trahoch zum Tannkogel gut aufgeschlossen. Wir finden hier bemerkenswerterweise ebenso wie im östlichen Gehänge des Veitscher Waldes WSW bis SW-Streichen bei steilem nördlichem Einfallen. Unmittelbar nach einem kleinen ebenen Kammstück finden wir als Schuppe in den feinschichtigen Schiefen noch einmal eine kleine Linse von furchtbar zerquetschtem aplitischem Gneis. Das abnormale Streichen dieser Gesteine ist auf die östlich vom Veitscher Wald durchstreichende Störung zurückzuführen.

Gegen den Gipfel des Tannkogels wird das Einfallen flacher und das Streichen schwenkt wieder in die übliche O—W-Richtung um.

Die Masse der feinschichtigen Grauwackenschiefer führt im zentralen Teil des Veitscher Waldes mehrere dünne Kalkbänder, wie sie auch in stratigraphischem Verband mit diesen im Gebiete des Bärenkogels bei Leoben gefunden wurden. Über diese Schiefer und Kalke legen sich in Form einer mehrfach in sich verbogenen flachen Mulde die mächtigen Kalke des Reitererkogels. Sie bestehen aus einem gering mächtigen unteren und einem bedeutenderen gipfelbildenden Zug. Fazial sind sie direkt mit den Vorkommen des Tollinggrabens zu vergleichen.

Wenn man die dünnen, in der Mitte des Veitscher Waldes liegenden Kalkbänder verfolgt, bemerkt man, wie die ganze sie umgebende Schiefermasse mit ihnen mit einem scharfen Knick und vielfach in sich gestört unter die Kalke des Reitererkogels einsinkt und unter diesen gegen Seiz durchstreicht.

Die nordöstliche Fortsetzung der Schiefer des Veitscher Waldes führt, bevor sie von der Störung bei Edling abgeschnitten wird, einen mächtigen Keil von Serizitporphyroid (Hausør-Metz, Verh. 1935).

Das Gebiet zwischen Bärenkogel—Münzenberg und St. Peter am Freienstein besteht aus den gleichen Gesteinen wie der Veitscher Wald. Es lassen sich auch in den feinschichtigen Grauwackenschiefern dünne Kalkbänder, die Karbonkalke ähnlich sehen, ausscheiden, während die mächtigen Kalke des Tollinggrabens und von St. Peter diese tektonisch überlagern. Die Gesteine bilden hier eine sehr steile, kompliziert gebaute Mulde, deren Achse gegen NW—NNW streicht.

Die feinschichtigen Grauwackenschiefer der gegen Donawitz schauenden Hänge des Bärenkogels sinken unter die mächtigen Kalke ein, tauchen im

NO unter diesen wieder heraus und stehen in direkter Verbindung mit den Schiefermassen des Himbergeck. Auf dem Rücken NW des Tollinggrabens zeigen sich die über den Schiefnern liegenden Kalke sowie die Schiefer selbst an den Grenzflächen heftig zerbrochen.

Über die Verhältnisse südlich der S-Hänge von Bärenkogel und Münzenberg geben einige Grubenaufschlüsse Klärung. Auf diese machte mich Herr Ing. H. Lackenschweiger (Seegraben)<sup>1)</sup> in freundlicher Weise aufmerksam. In der Wetterstrecke des Anuaschachtes liegen hier Lydite und phyllitische Gesteine, deren Glimmerreichtum eine Zuweisung zu den feinschichtigen Grauwackenschiefern unmöglich macht. Unter den Halden auf der O-Seite des Seegrabens sind zeitweise stark verwitterte, phyllitähnliche Gesteine aufgeschlossen, in denen ich neben Pyrit und Magnetit auch Granaten sammeln konnte. Die Granaten und das linsenartige Auftreten der Lydite sind gleich den Vorkommen auf dem Traidersberg, dessen Einheit also hier unter den feinschichtigen Grauwackenschiefern des Bärenkogel—Münzenbergzuges in steiler Stellung vorliegt.

Der Höhenrücken unmittelbar über dem Bahnhof Leoben ist aus steilstehenden Schiefnern und Kalken des Karbons aufgebaut. Das Einfallen ist steil westlich bis WSW gerichtet, doch zeigt sich auch SO-Fallen. Auch diese Schichten weichen demnach so wie ihre nördlichen Vorlagen vom O—W-Streichen ab. Bei der Kapelle über dem Bahnhof ist in den Karbonschiefern ein Keil von Grüngesteinen und Apliten eingeschuppt. Eine Identifizierung mit den von W her streichenden Gesteinszügen ist unmöglich.

### Jüngere Tektonik.

Das über den Schuppen der Jassing liegende Kristallin des Traidersberges findet, wie bereits erwähnt, seine Fortsetzung im Gebiet von Seegraben und läßt sich nach W bis in das oberste Liesingtal verfolgen. Wie die Aufschlüsse in der Grube Seegraben zeigen liegt das Kristallin hier wesentlich tiefer als auf dem Traidersberg selbst. Das Tal des Vordernberger Baches, dessen Flanken ebensowenig Übereinstimmung zeigen, wie die des untersten Liesingtales, bezeichnet demnach eine Störung, die über St. Peter-Freienstein über Mörtendorf gegen NW hinauf streicht. An der Störung, die von Traboch gegen Edling zieht, finden wir ebenso wie im O eine Absenkung der westlichen Fortsetzung des Traidersberges, so daß sich dieser wie eine Barre zwischen abgesunkenen Schollen erhebt.

Die N-Seite des Traidersberges zeigt gegenüber dem übrigen reinen O—W-Streichen scharfe Ablenkung in NNW—N-Richtung und westliches Einfallen. Diese Schleppungen, die an die im Laintal zu beobachtenden Erscheinungen erinnern,<sup>2)</sup> können nur auf eine längs des N-Fußes des Traidersberges durchstreichende Störungslinie zurückgeführt werden, deren Bewegungsrichtung gleich der der Trofaiachlinie, nämlich O—W ist.

Die Kalke von St. Peter-Freienstein, die im Bereich des unteren Tollinggrabens zu einer steil gepreßten Mulde gefaltet sind, haben ihre Fortsetzung bis in das Gebiet von Bärenkogel und Münzenberg bei Leoben. Auch hier

<sup>1)</sup> Literatur Lackenschweiger 1937.

<sup>2)</sup> Kalke im graphitischen Karbon westlich des Kaintales (Trastal) zeigen z. T. nach W und SW schauende Faltenstirnen.

zeigt sich die synklinale Zusammenpressung, deren Achse NNW—NW streicht.

Diese Masse zeigt eine auffällig tiefe Lage, die wohl zu vergleichen ist mit der Lage der Gesteine des Veitscher Waldes und der Kalke des Reitererkogels bei Seiz.

Dieser Tieflage steht auf der N-Seite des Laintales der über der Kletschachmasse liegende Karbonzug (graphitisches Oberkarbon mit Magnesit) auffällig gegenüber. Überschoben ist dieses Karbon von der großen Masse tektonisierten Kristallins, welches von dem III. Dorf im Laintal über das Kaintaleck gegen NO zieht. Dieses Kristallin (mit quarzitischen und phyllitischen Gesteinen) und sein liegendes Karbon ist stratigraphisch und petrographisch mit den kristallinen Schiefen und dem Karbon des übrigen Aufnahmegebietes direkt gleichzusetzen und von den gering metamorphen Schiefen des Bärenkogels und Himbergecks scharf zu trennen.

Die als norische Linie bezeichnete Trennungsfläche zwischen den hochmetamorphen Schiefen im S und den mit feinschichtigen Grauwackenschiefen einsetzenden gering metamorphen, paläozoischen Gliedern liegt über dem Laintal—Kaintaleckkristallin am O-Gehänge des Windeck und streicht von hier über den Verbindungskamm Kaintaleck—Kampeck. Südlich davon liegt diese Linie in der Grube Seegraben und unter den Halden des Kohlenbergbaues.

Es ergibt sich somit eine unverhältnismäßig hohe Lage der höher metamorphen Schichtglieder nördlich des Laintales gegenüber dem S.

Eine Erklärung für diese exponierte Stellung ergibt sich aus der Deutung der Trofajachlinie als gewaltiger S-förmiger Knick (Stiny, Verb. 1931). O—W-Bewegungen sind angesichts der deutlichen Schleppungserscheinungen (Stiny, Verb. 1927, S. 37) nicht zu leugnen. Ihre Spuren sind infolge von annähernd N—S streichenden Fältchenachsen und dem auffälligen steilen O-Fallen jüngerer Querstörungen mehrfach festzustellen.

Für den Umstand, daß im Zuge jüngerer Tektonik im besprochenen Raum auch merkbare südgerichtete Kräfte wirkten, dafür sprechen meines Erachtens zwei Umstände: in der Gegend von Timmersdorf beginnend, bis an den W-Rand des Aufnahmegebietes sind Ablenkungen des im allgemeinen gegen SO gerichteten Streichens zu beobachten, die den bereits fertiggestellten Schuppenbau gegen S zurückzudrängen suchen. Ihren Ausdruck finden solche südwärts wirkenden Kräfte durch kleinere und größere Querstörungen, von denen die bei Timmersdorf und Mötschendorf erwähnt seien, da sie sich gerade südlich jener Stelle befinden, an welcher im Veitscher Wald die Streichungsänderungen in den feinschichtigen Grauwackenschiefen und deren Überwältigung durch die Kalkmassen des Reitererkogels stattfinden.

Als zweiter Grund läßt sich das bereits angeführte Umlegen der Kristallingrenze aus der flach nordfallenden Richtung in steiles bis senkrecht Einfallen angeben. Diese Steilstellung setzt gerade in dem gegen N konkaven Bogen des Kristallins ein. Verbunden mit dieser Erscheinung finden wir schärfste Kataklyse und Laminierung der an das Kristallin grenzenden Grauwackengesteine. Neben einigen Resten nach S schauender Faltenstirnen scheinen mir diese Beobachtungen entscheidend für die Annahme einer wenn auch schwachen S-Bewegung zu sein.

### Junge Mineralisierung.

Die aplitische Beeinflussung erfaßt in wechselndem Maße alle Gesteine, die von uns als höher metamorph vom graphitischen Karbon abgetrennt wurden. Ob die Feldspatneubildungen in der Rannachserie der Aplitisierung zugeschrieben werden können, ist noch nicht zu entscheiden. Die Frage muß offen bleiben, solange noch keine Untersuchungen der Nachbargebiete und der kristallinen Massen der Seckauer Tauern vorliegen.

Es ist mit Sicherheit festzustellen, daß das graphitische Oberkarbon keine Spuren einer solchen Beeinflussung zeigt. Doch wurden auch diese Schichten von azendenten Lösungen beeinflusst, welche ebenso wie in den hochmetamorphen Gesteinen zur Bildung einer jungen, von Gebirgsbildungen nur mehr wenig erfaßten Mineralgesellschaft führte. In allen Gesteinen des Arbeitsgebietes, auch in den feinschichtigen Grauwackenschiefern sind Quarzgänge zu finden, welche neben Chloritnestern große Feldspatknotten führen. Solche Quarzgänge konnten mitunter als Füllung von Klüftungsflächen, häufig auch in den Schichtflächen selbst nachgewiesen werden. In mehreren Fällen (Wolfsgruben, Kaisersberg, Jassing) benützten sie tektonische Grenzen. In der Wolfsgruben liegt ein Quarzgang mit Cu-Erzen, der schwarze Karbonschiefer unter Anreicherung des graphitischen Pigments aufblättert. Er liegt als Lagergang an der tektonischen Grenze des Karbons zur darüber liegenden Einheit mit altkristallinen Gesteinen.

Die Quarzgänge sind in dem ganzen Arbeitsgebiet verstreut und zeigen eine recht gleichartige mineralogische Zusammensetzung: Quarz, Feldspat, Epidot, Chlorit, Rutil, Karbonat (Kalzit oder Ankerit). Stellenweise ist auch eine Verknüpfung mit sulfidischen Erzen festzustellen. So konnten in der Jassing in den den Magnesit begleitenden graphitischen Schiefen schlecht in s eingeschichtete dünne Quarzgänge mit Feldspat, großen durch Mangan rötlich gefärbten Kalzitpaltstücken und Chloritnestern, auch reichliche Imprägnationen von Pyrit festgestellt werden. Ähnliche Erscheinungen sind im Graphitbau Kaisersberg zu beobachten.

Es ist eine auffallende Tatsache, daß in Verbindung mit Talk- und Magnesitlagerstätten Vertreter der erwähnten jungen Mineralparagenese fast regelmäßig auftreten. Die Verhältnisse in der Jassing wurden schon kurz erläutert. Im Talkvorkommen von Rannach konnten die gleichen Erfahrungen gemacht werden.

Im Steinbruch am Galgenberg, gegenüber vom Gösner Bahnhof liegen auch Schollen wahrscheinlich karbonischer Kalke, die dunkelgrau oder grau sind und Krinoiden führen. Diese zeigen eine Vererzung von Pyrit und Arsenkies. Von zahlreichen Quarzgängen, die hier aufgeschlossen sind, führen einige Fahlerz, Nester von Azurit und Anflüge von Malachit. Die meisten Quarzgänge sind taub. Sehr selten tritt Rutil auf.

Die erste Kenntnis dieser Vorkommen erhielt ich durch Herrn cand. ing. Matz, Leoben, kürzlich gelang es Dr. Hauser, die Erze wiederzufinden.

### Tektonischer Überblick.

Die unter den feinschichtigen Grauwackenschiefern mit dem erzführenden Kalk der Eisenerzer Unterzone liegenden Gesteinspakete zeigen eine Schuppen-tektonik mit besonders im Gebiet zwischen Leoben und St. Michael kurz

und schmal gebauten tektonischen Einheiten. Erst von Kaisersberg gegen W lassen sich die einzelnen Elemente auf größere Strecken hin verfolgen, der Bau wird großzügiger, was auch im Landschaftsbild seinen Ausdruck findet.

Die Zusammensetzung der behandelten Gebiete unterscheidet sich von den Schichtgliedern der höheren Einheiten wesentlich: die Schichten, die mit Oberkarbon verschuppt sind, zeigen eine weitaus höhere Metamorphose, die nicht durch Übergänge mit den höheren datierbaren paläozoischen Gliedern verbunden ist. Es besteht daher eine Zweiteilung der Grauwackenzone in eine höhere Einheit, welche gering oder nicht metamorph ist und eine tiefere höher metamorphe, die in Schuppen zerlegt ist und Oberkarbon führt. Zwischen beiden besteht eine tektonische Fläche, die norische Überschiebung. Wann diese Überschiebung erfolgte, läßt sich unmittelbar nicht feststellen. Haberkfelner spricht sich 1937 für nachoberkarbones aber vortriassisches Alter aus, ähnlich v. Gaertner, 1934, S. 244. Zu berücksichtigen sind allerdings zahlreiche Beobachtungen, welche zeigen, daß Glieder der jungen Mineralisation, die den jungen Vererzungen entsprechen, noch zu mindest einen letzten Teil des aktiven Deckenbaues miterlebt haben.

Das am geringsten metamorphe Glied der unteren Abteilung der Grauwackenzone ist das Karbon, wie schon aus Fossilfunden hervorgeht. Doch zeigen auch diese Schichten stärkere Einflüsse einer Metamorphose als die über der norischen Linie liegenden Decken.

Aus dem tektonischen Baustil und dem Habitus der Gesteine geht hervor, daß diese tieferen Schuppen eine Tektonisierung unter hoher Belastung erfahren haben. Dafür aber kommt nur der heute nördlicher liegende Teil der Grauwackenzone, vielleicht damit auch die nördlichen Kalkalpen in Frage. Eine eingehende Diskussion der Altersfrage der norischen Überschiebung soll, weil für diesen Rahmen zu spekulativ vorläufig unterlassen bleiben.

Immerhin lassen sich einige Altersfolgen festlegen. Da die zu beobachtenden Spuren der Weyrer Tektonik den bereits fertigen Schuppenbau erfaßt haben, kommt für die Schuppung als jüngster Termin die vorgosauische Gebirgsbildung in Frage. Die Aplitisierung, die das eingeschuppte Oberkarbon nicht mehr erfaßt hat, muß älter sein, die jüngere Mineralisierung wurde vom letzten Ausklang des Deckenschubes noch erfaßt.

#### Schriftenverzeichnis.

H. P. Cornelius, Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. Verh. G. B. A. 1935.

K. O. Felser, *Caninia nikitini* Stuck. aus dem schiefrigen Kalk des Häuselberges bei Leoben. Mitt. Naturwiss. Verein, Graz 1936.

O. Friedrich, Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. 1936.

H. R. v. Gaertner, Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. Zeitschr. Deutschen Geol. Ges. 1934.

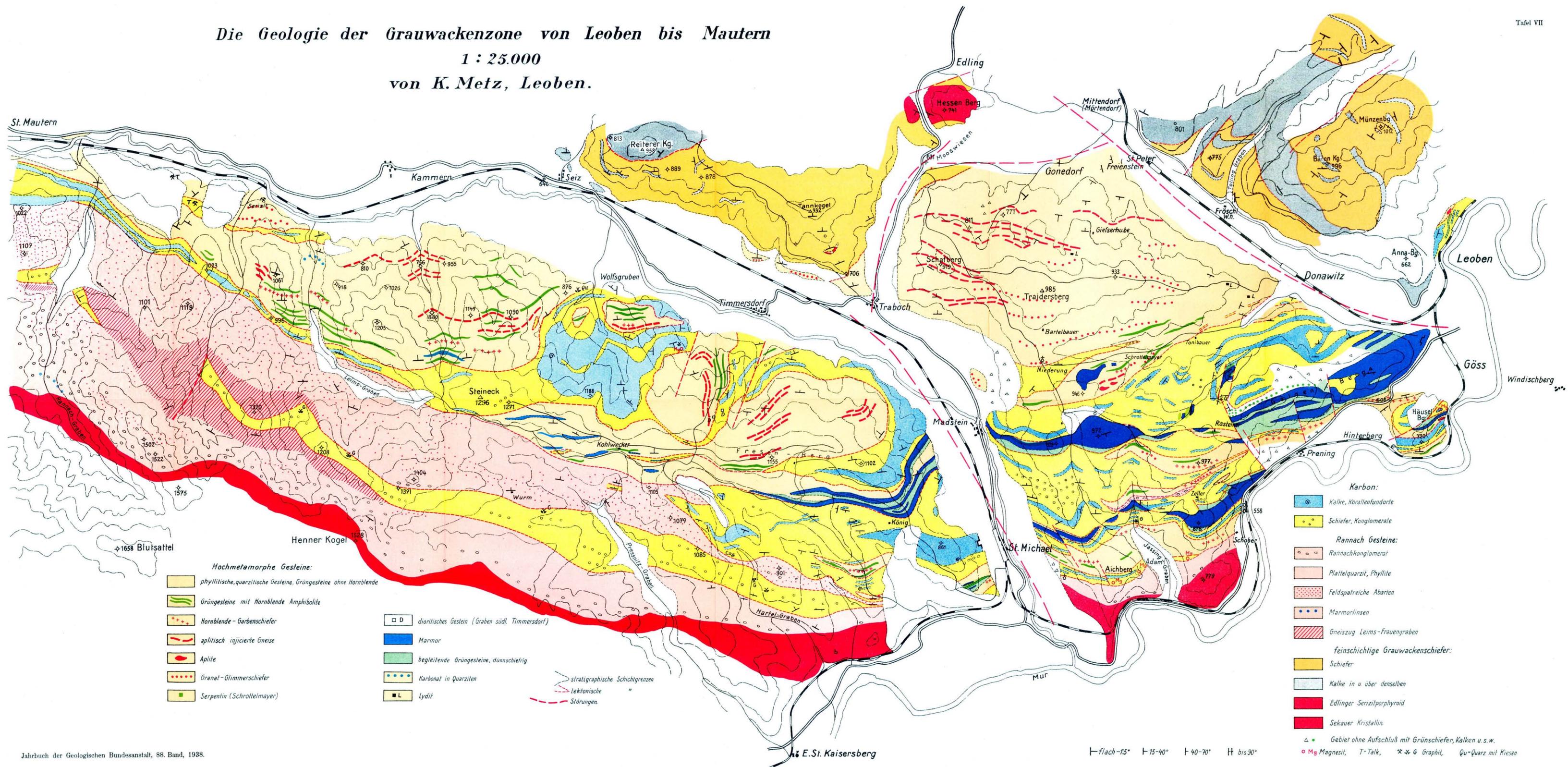
E. Haberkfelner, Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Mitt. Abt. f. Bergbau, Geol. u. Pal. Landesmuseums „Joanneum“, Graz, Heft 2, 1935.

E. Haberkfelner, Die Geologie der österreichischen Eisenlagerstätten. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich. Bd. 85, Heft 6, 1937.

L. Hauser, Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone . . . , I. Hornblende-Garbenschiefer. Verh. G. B. A. 1936.

- L. Hauser, II. Gesteine mit Granatporphyroblasten. Verh. G. B. A., Wien 1937.  
 L. Hauser, III. Serpentine und Begleiter. Verh. G. B. A., Wien 1937.  
 L. Hauser, IV. Die Marmore. Verh. G. B. A. Wien. Im Druck.  
 L. Hauser, Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens.  
 Im Druck: Zentralbl. Min., Geol., Pal., Abt. A.  
 L. Hauser, V. Quarzite, Glimmerschiefer und Gneise. Verh. G. B. A. Wien. Im Druck.  
 L. Hauser, K. Metz, Serizitporphyroide von Edling bei Trofajach. Verh. G. B. A.,  
 Wien 1935.  
 E. Kittl, Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofajach und Oberdorf a. L.  
 Verh. G. B. A., Wien 1920.  
 H. Lackenschweiger, Die Braunkohlenmulde von Leoben. Zeitschr. f. d. Berg-,  
 Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, Bd. 85, Heft 6, 1937.  
 K. Metz, Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen  
 Grauwackenzone. Zentralbl. Min., Geol., Pal., Abt. B, 1937.  
 K. Metz, Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde.  
 Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. 1937.  
 R. Schwinner, Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. G. B. A.,  
 Wien 1936.  
 J. Stiny, Aufnahmsberichte über Blatt Bruck a. d. Mur, Leoben. Verh. G. B. A.,  
 Wien 1926—1931.  
 J. Stiny, Zur südlichen Fortsetzung der Weyrer Bögen. Verh. G. B. A., Wien 1931.

Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern  
 1 : 25.000  
 von K. Metz, Leoben.

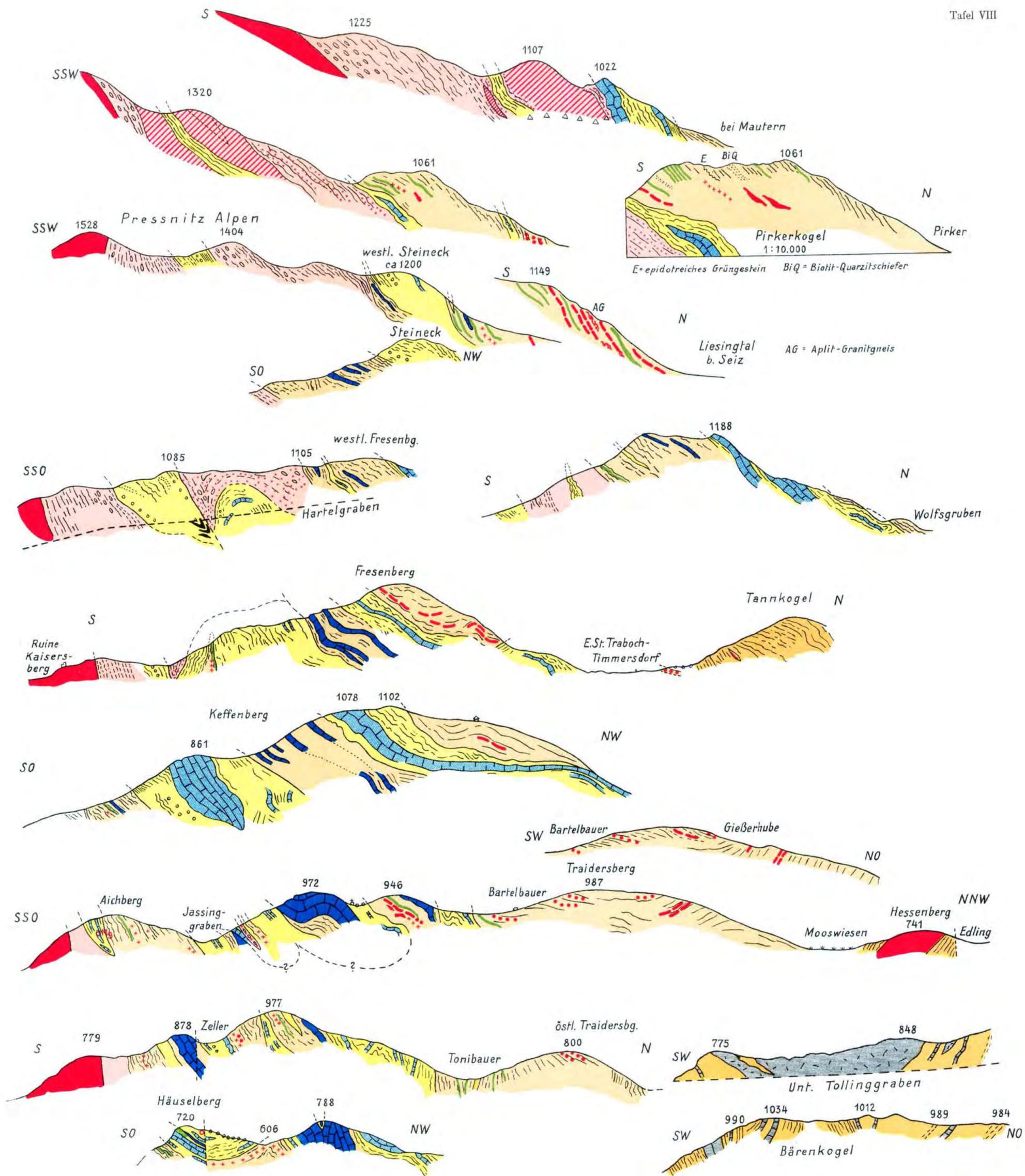


- Hochmetamorphe Gesteine:**
- phyllitische, quarzitische Gesteine, Grungesteine ohne Hornblende
  - Grungesteine mit Hornblende Amphibolite
  - Hornblende - Garschiefer
  - aplitisch injizierte Gneise
  - Aplit
  - Granat - Glimmerschiefer
  - Serpentin (Schrottelmayer)

- dioritisches Gestein (Graben süd. Timmersdorf)
- Marmor
- begleitende Grungesteine, dunnschiefrig
- Karbonat in Quarziten
- Lydit

- stratigraphische Schichtgrenzen
- tektonische "
- Störungen

- Karbon:**
- Kalke, Korallenfundorte
  - Schiefer, Konglomerate
- Rannach Gesteine:**
- Rannachkonglomerat
  - Platte Quarzit, Phyllite
  - Feldspatreiche Abarten
  - Marmorlinsen
  - Gneiszug Leims-Frauengraben
- feinschichtige Grauwackenschiefer:**
- Schiefer
  - Kalke in u über denselben
  - Edlinger Serizitporphyroid
  - Sekauer Kristallin
- △ Gebiet ohne Aufschluß mit Grünschiefer, Kalken u. s. w.  
 ○ Mg Magnesit, T-Talk, ✕ G Graphit, Qu-Quarz mit Kresen





# Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher (1).

Von Eduard Stummer.

Mit 1 Textfigur.

Es lag nahe, die interglazialen Ablagerungen, die im Salzburger Becken von A. Penck (2) festgestellt, von G. Götzing (3) ergänzt und vom Verfasser (3 a) zusammenfassend dargestellt worden sind, auch im kleineren Zungenbecken des Saalachgletschers, d. i. im Becken von Reichenhall, zu vermuten. Über die hier noch vorhandenen glazialen Reste haben mehrere Forscher berichtet, aber ohne eine zusammenfassende Übersicht und eine glazialchronologische Einordnung vorzunehmen. Außer E. Brückner (4) spricht schon E. Fugger (5) von glazialen Schottern und Konglomeraten in der Hügellandschaft östlich von Reichenhall und am Fuß des Vorderstaufen; W. Erhardt (6) berichtet über die Zusammensetzung des Konglomerates der Terrasse am W-Ufer der Saalach beim Kirchlein Nonn, was um so dankenswerter ist, als gegenwärtig infolge Vegetationsverwachsung nur mehr ganz spärliche Aufschlüsse zu finden sind; aus dem gleichen Grund müssen wir auch L. Simon (7) für die eingehende Beschreibung der Nagelfluh von Anger danken. Zuletzt hat G. Götzing (3) die Nagelfluhreste am Walser Berg, bei Gruttenstein, Anger und Roßdorf gewürdigt. Eine Begehung aller von den genannten Forschern erwähnten glazialen Überreste konnte endlich im Frühjahr 1937 durchgeführt werden und bestätigte die vermutete Parallele zwischen den interglazialen Ablagerungen in beiden Becken. Erinnern wir uns kurz an die Ablagerungen im Salzburger Becken (2) und (3 a): Wir finden hier Deltaresten eines „Gollinger“ Sees mit den zugehörigen fluvialen Deckschottern aus dem Riß-Würm-Interglazial, dasselbe aus der vorletzten Zwischeneiszeit, aber in größere absolute Höhe hinaufreichend, endlich konnten an zwei abgelegenen, der Erosion weniger ausgesetzten Stellen am N-Fuß des Tennengebirges beim Wienerfall und im hintersten Winkel des Glasenbaches in noch größerer Höhenlage Reste einer See- und Flußaufschüttung festgestellt werden, die bei Unterlagerung durch eine Moräne eine Zuweisung in das Günz-Mindel-Interglazial nahelegten. Die fluvialen Deckschotter des jüngsten Interglazials sind an der W-Seite des Salzburger Beckens noch bei der Ortschaft Wals und bei der vom österreichischen Zollhaus ansteigenden Straße auf den Walser Berg hinauf festgestellt worden.

Diese Nagelfluh wurde als eine interglaziale Ablagerung von G. Götzing (3) und vom Verfasser (3 a) auf Grund des Verfestigungsgrades, der absoluten Höhe und der Überlagerung durch eine Jungmoräne

festgestellt; nun ist dafür durch Bloßlegung einer unterlagernden Moräne ein unmittelbarer Beleg möglich geworden: Während des Sommers 1937 ist die Innsbrucker Bundesstraße von Maxglan bis zum Walser Berg einer Verbreiterung zugeführt worden; dazu wurde beim Anstieg der Walser Bergstraße in der Nähe des österreichischen Grenzzollamtes am Rande der interglazialen Nagelfluh, östlich von der Straße, eine Abtragung vorgenommen, wobei festgestellt werden konnte, daß das Konglomerat in die Tiefe hinab in lockeren Schotter, der zum Straßenbelag verwendet werden konnte, übergeht; unter ihm kamen geglättete Kalksteinflächen (ob anstehend oder nur in großen Blöcken, war nicht feststellbar) zum Vorschein, über deren Oberfläche in sandig-lehmigem Material auch gekritzte Geschiebe gefunden worden sind, wodurch das interglaziale Alter der Nagelfluh, Riß-Würm-Interglazial, zur Gewißheit wurde (19).

Die gleichalten Flußkonglomerate sehen wir südlich von dem Durchbruch, den die Saalach zwischen den eozänen nördlichen Vorlagen des Untersberges, die im Walser Berg hart an den Fluß herantreten, und den Fylschabhängen der Högelberge in das Salzburger Zungenbecken hinaus sich verschafft hat, am W-Ufer der Saalach, wo eine Terrasse von dem Kirchlein Nonn dem Fuß des Vorderstufen entlang bis zur Staufnbrücke und noch nördlich davon am Bergfuß bis gegen Mauthausen in Resten zu verfolgen ist; ihre Zusammensetzung und Verfestigung hat W. Erhardt (6) beschrieben, sie ist derzeit nur mehr in ganz wenigen Nagelfluhausbissen zu beobachten, so unterhalb der Nonnkanzel, wo die Saalach unterspült, und bei der Wegabzweigung hinab zum Steg über den Hoswaschbach. Erhardt bezeichnet sie als präwürm, da er bei der Kirche von Nonn eine Moräne gesehen hat, in welcher losgerissene Stücke der Nagelfluh sich befanden; der diese zusammensetzende Schotter mußte also schon verfestigt gewesen sein, als der Würmgletscher darübergeflossen ist; die Umgebung der Nonnkirche spricht auch mit ihrer über die Konglomeratterrasse emporragenden welligen Hügelform ganz für ein Moränengelände; auch nördlich der Staufnbrücke konnte bei einem Nagelfluhrest am Bergfuß eine vom Gletscher geschliffene Oberfläche beobachtet werden. Östlich von Reichenhall, zwischen Saalach und Weißbach, erstreckt sich ein Höhenzug von der Ruine Gruttenstein über Kirchholz bis zum Obermüller bei Weißbach; dieser abgeflachte Höhenrücken dient den Reichenhallern als ein schönes, in Parkanlagen und Waldparzellen wechselndes Erholungsgebiet für Spaziergänge und gewährt herrliche Tiefblicke in das Reichenhaller Becken und nach Großmain, sowie eine Fernsicht auf die umgebenden Kalkgebirge. Sein Aufbau (5) zeigt über einer Schichtfolge von Werfener mit Gyps, Reichenhaller Kalken und Nierentaler Mergeln lückenhaft eine Decke eines alten, in der Literatur als Gruttensteiner bekannten Konglomerates. Es ist unmittelbar unterhalb des Turmes der Ruine Gruttenstein in einer Wandflucht sichtbar und auf dem Kirchholz bei der ersten Wegbiegung oberhalb St. Zeno im bewaldeten Abhang in einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m auf eine Entfernung von über 200 Schritten verfolgbar, wo es als Gefällsstufe im Gehänge sich abhebt. W. Erhardt hält das Gruttensteiner Konglomerat wegen seiner größeren Höhenlage für älter als das Nonnkonglomerat, doch sind die Konglomerate bei der Ruine Gruttenstein und auf dem Kirchholz hinsichtlich Schichtung und Höhenlage voneinander zu trennen und daher chronologisch verschieden zu beurteilen. Die Grutten-

steiner Nagelfluh weist bei starker Verfestigung und deutlicher Schichtung eine nach O fallende Deltastruktur auf; nach der Höhenlage ihrer sichtbar erosiv abgetragenen Oberfläche (500 m) ist sie in Übereinstimmung mit G. Götzinger (3) wohl der Mönchsberg-Nagelfluh gleichzustellen; die Nagelfluh auf dem Kirchholz hingegen ist horizontal geschichtet und da ihre Oberfläche dieselbe Höhe wie Gruttenstein hat, so kann sie nicht als deren Deckkonglomerat aufgefaßt werden, wir müssen sie daher wie die Nonnterrasse dem Riß-Würm-Interglazial zuweisen; der geringe Höhenunterschied zwischen beiden (15 m) kann wohl durch die leichtere und daher kräftigere Eis- und Wassererosion entlang dem Stirnrand der Berchtesgadner Schubmasse und dem Saalachwestbruch (8) des Staufenabhanges, wo die Saalach heute in einem scharfen Bogen nach W einem Prallufer entlang fließt, erklärt werden. Auf der Höhe von Kirchholz lagert eine junge Moräne, die in einer Sandgrube aufgeschlossen ist, prächtig gletschergeschliffene Reichenhaller Kalkblöcke mit einer kleinen Gletschermühle enthält und nach oben in ein postglaziales, lose verbundenes horizontales Konglomerat übergeht.

Ein Delta, entsprechend dem „Gollinger See“ im Salzburger Becken, ist im Reichenhaller Becken allerdings nicht gefunden worden, wohl aber ist außer bei Gruttenstein noch ein Deltarest, der dem „Salzburger See“ entspricht, im abgelegenen Angertal, durch das kein größerer Fluß durchzieht, erhalten geblieben; die ausführliche Beschreibung dieser Nagelfluh möge bei L. Simon (7) nachgelesen werden, sie konnte nach den bescheidenen, noch von Pflanzenwuchs freien Aufschlüssen vollauf bestätigt werden; die Erklärung L. Simons mochte, für diesen Einzelfall zugeschnitten, befriedigen; wenn man aber die in größerem Ausmaß vorhandenen Nagelfluhreste im Salzburger Becken zum Vergleich heranzieht, so wird man zu einer Parallelisierung kommen müssen.

Die Nagelfluhterrasse von Anger ähnelt in ihrer Oberflächenform dem Hellbrunner Hügel und dem Salzburger Mönchsberg; am Höhenrande der beidseitigen Konglomeratwände sind die Häuser des Ortes nebeneinander angelegt, zwischen ihnen dehnt sich auf der Plateauoberfläche der langgestreckte Marktplatz aus, an dessen SO-Ende die Kirche auf dem höchst erhaltenen Punkte thronet, eine selten abgeschlossene Höhensiedlung in luftreiner Lage mit herrlicher Fernsicht. Die Nagelfluhterrasse hat eine Längserstreckung von SSO gegen NNW, am Fuß ihres SO-Endes unterhalb der Kirche ist noch das Konglomerat entblößt zu sehen; hier liegt in etwa 530 m Seehöhe eine ungeschichtete Masse, die meist aus Kalk- und Sandsteingeröllen und genug häufigen kristallinen, großen geglätteten Rundlingen besteht und das man wohl mit L. Simon als Moräne ansprechen muß, wenn auch keine gekritzten Geschiebe in dieser alten, stark verfestigten Masse zu finden waren; aus ihr geht ein stark geneigtes Deltakonglomerat hervor, weshalb die Annahme L. Simons, daß hier ein Übergangskegel vorliege, eine verlockende Berechtigung hat. Das Delta ist an dieser Stelle nur einige Meter mächtig sichtbar, es reicht aber ein kurzes Stück weiter nordwärts bis zum Bachspiegel (9), d. i. in dieselbe Seehöhe (530 m) wie die liegende Moräne hinab. Da außerdem auf der gegenüberliegenden NNO-Wand längs eines Fußweges, der an diesem Abfall, von der Mitte des Marktplatzes angefangen, entlangführt, schon einige Meter über dem Wandfuß nur horizontal geschichtetes Konglomerat feststellbar ist, so erscheint der Schluß berechtigt, daß das

Delta nur wenig über 530 m Seehöhe emporreicht und darüber bis zur Plateaufläche hinauf (560 m) das horizontale Deckkonglomerat liegt.

Ein Vergleich mit den Ablagerungen im Salzburger Becken ergibt nun, daß das Delta des Hellbrunner Hügels und des Mönchsberges auch auf etwa 530 m Seehöhe emporgereicht hat (3 a) und das zugehörige Deckkonglomerat im oberen Adneter Riedl bei Hallein ebenfalls bis 560 m ansteigt (3 a). Die Moräne unter der Deltanagelfluh von Anger müßte sohin wie beim Mönchs-Rainberg als Mindelmoräne angesprochen und Delta wie horizontale Nagelfluh müßten dem Mindel-Riß-Interglazial zugewiesen werden; der „Salzburger See“ dürfte sich also, da der Wartberg heute nur in 530 m Seehöhe gipfelt und die Walser Bergstraße nur bis 489 m hinaufreicht, auch in das Reichenhaller Becken und in das Angertal hinein ununterbrochen fortgesetzt haben.

Diese weit nach W und NW sich erstreckende Ausbreitung des „Salzburger Sees“ des Mindel-Riß-Interglazials erfährt noch eine Bestätigung in weit ausgedehnten Deltaüberresten nordwestlich des Salzburger Beckens mitten in der jungen Grundmoränenlandschaft der letzten Würmvergleitscherung. Diese Seeablagerungen sind in der Lücke zwischen den Flyschgehängen des Teisen-Högelberges und des Haunsberges zustande gekommen und trotz des darüber hinwegziehenden Haupteisstromes der Riß- und Würmeiszeiten in allerdings bis auf unter 500 m Meereshöhe abgetragenen Überresten stehen geblieben. Man findet sie zwischen den zwei von Freilassing nach München, bzw. nach Mühldorf führenden deutschen Reichsstraßen, u. zw. zwischen den Ortschaften Straß und Weildorf (10); hier ist ein ausgedehntes Waldgebiet — „Tiefenthal“ auf der bayrischen Spezialkarte 1:50.000, Blatt Traunstein-Ost —, in welchem vier große, aber aufgelassene, daher teilweise verwachsene Steinbrüche vorkommen; westlich von diesem Waldgebiet ist aber bei der Häusergruppe „Neulind“ mitten in Feldern und versumpften Wiesen ein Steinbruch aufgeschlossen, der wegen größerer Lieferungen von Bausteinen für den Berchtesgadner Obersalzberg vergrößert und in den Boden hinein stark vertieft worden ist; dadurch ist man unter den oberflächlich verwitterten, zerbröckelnden Konglomeratsteinen auf frische Nagelfluhlagen gestoßen, die sich zu Quadersteinen gut verarbeiten lassen; hier sehen wir meterdicke Lagen einer alten, festen Nagelfluh durch feinsandige, lehmige Lamellen voneinander getrennt, so daß sie sich leicht abheben lassen und zu mächtigen Quadern verarbeitet werden können. Das Konglomerat hat hier eine Deltaneigung von 20° gegen NW, aber schon in den östlichen Steinbrüchen von „Tiefenthal“ kann man eine Drehung nach NNW und schließlich nach N feststellen, so daß sich eine Ablagerungsform eines breiten Deltafächers ergibt. Die Nagelfluh besteht überwiegend aus Kalk- und Sandsteingeröllen, doch findet sich auch genug kristallines Gestein aus den Tauern darin; da unter den Kalkgeröllen sich Adneter und Untersberger Marmor gut erkennen läßt, so müssen wir schließen, daß die Salzach selbst, vielleicht auch damals schon vereint mit der Saalach, diese Schwemmkegel in den interglazialen See hineingebaut hat; wir erkennen daraus, daß der „Salzburger See“ des Mindel-Riß-Interglazials allmählich von den Alpen her nach N zugeschüttet worden ist: zuerst wurde das Gollinger, dann das Kuchler, weiter das Hellbrunner und Mönchs-Rainberg-Delta in den dadurch immer kleiner werdenden See hineingebaut, bis dieser endlich auch in unserer Gegend zwischen Straß und

Weildorf zugeschüttet wurde und so schließlich ganz verschwunden ist; da hier im Sandsteinzug der Flyschzone die obenerwähnte Lücke vorhanden ist, so wird abermals die Absperrung der interglazialen Seen durch die eine entsprechende Höhe aufweisenden Endmoränenzüge nahegelegt. Diese Deltanagelfluh müssen wir dem Mindel-Riß-Interglazial zuweisen: sie ist außerordentlich fest, wird von Jungmoräne überlagert und weist dieselbe erodierte Oberflächenhöhe (bis über 500 m Meereshöhe) wie der Mönchs-Rainberg auf. Der gleichen Zwischeneiszeit weist G. Göttinger (3) eine noch weiter südwestlich, in der Nähe von Teisendorf am O-Ende der kleinen Ortschaft Roßdorf gelegene Nagelfluh zu; die absolute Höhenlage ist dieselbe, doch geht sie, wie schon Simon (7) erwähnt, aus einer unverfestigten, jung aussehenden Moräne hervor, so daß dadurch ein höheres Alter zweifelhaft wird. Noch weiter westlich, über Teisendorf hinaus und gegen den Waginger See zu, konnte bisher keine alte Deltanagelfluh mehr gefunden werden.

Über diesen Deltas aus dem Mindel-Riß-Interglazial innerhalb der Würmgrund moränenlandschaft ist kein horizontales Deckkonglomerat mehr erhalten geblieben; dieses ist nur noch an zwei Stellen der Berg- und Hügellandschaft zwischen Reichenhall und Großmain übrig: östlich des jungen Erosionstales des Weißbaches zieht der mit Wald bedeckte Rücken des Rantersberges (608 m) (11) von S nach N, an dessen beidseitigen Abhängen (der O- und W-Seite) wieder das alte horizontale Konglomerat, entsprechend dem Deckkonglomerat der Angerterrasse, in spärlichen Resten, u. zw. in einer Oberflächenhöhenlage, die mit Anger und dem oberen Adneter Riedel, d. i. 560 m Seehöhe, übereinstimmt, entgegentritt; wir finden es in einer Mächtigkeit von etwa 15 m auf dem W-Hang oberhalb Leopoldstal, von wo ein bequemer Weg zu einem gepflegten Marterl im Konglomerat hinaufführt, und auf der gegenüberliegenden O-Seite des Rantersberges in der gleichen Höhenlage an der alten verfallenen Straße gleich nördlich vom Reiterbauer in einem ganz kleinen, durch Vegetation verwachsenen Rest (12) erhalten. Da dieses Konglomerat zwar vorwiegend aus Kalkkrümmern besteht, aber auch genug Quarz und Urgestein enthält, so muß es von der Saalach oder wenigstens von einem Arm dieser in der vorletzten Zwischeneiszeit in dieser großen Höhenlage (545 bis 560 m Meereshöhe) aufgeschüttet worden sein, so daß wir einen einstigen Saalachlauf über Großmain, zwischen Kirchholz, Rantersberg und dem Plainberg, weiter nordwärts über den Kohlgraben und zwischen Walser Berg und Wartberg hinaus ins Salzburger Zungenbecken annehmen können, eine Talstrecke, die die Richtung des heutigen Saalachsees einhält, während der jetzige W-Bogen der Saalach, dem Stirnrand der Berchtesgadner Schuhmasse und dem Saalachwestbruch entlang erst später eingeschlagen wurde, weil die Verschüttung des älteren Flußlaufes ablenkend gewirkt hat.

Konnten wir also für die beiden letzten Zwischeneiszeiten eine gewisse Übereinstimmung in den See- und Flußablagerungen zwischen dem Reichenhaller und Salzburger Zungenbecken erkennen, so taucht unwillkürlich die Frage auf, wie steht es in gleicher Hinsicht im wahrscheinlich ältesten Günz-Mindel-Interglazial? Diesbezüglich hat der Verfasser (3 a) bereits eine Vermutung geäußert, indem die von Moräne unterlagerte Deltanagelfluh samt dem von Jungmoräne hedeckten horizontalen Deckkonglomerat beim Wienerfall am N-Fuß des Tennengebirges im Lammertal wegen ihrer noch größeren Höhenlage (von 575 bis 606 m) als eine Ablagerung im Günz-Mindel-Interglazial

angesprochen wurde; die übereinstimmende Höhenlage ist auf der O-Seite des Salzburger Beckens auch bei der horizontalen Nagelfluh im hintersten Glasenbach, der bei Hellbrunn in die Salzach mündet, festgestellt worden (3 und 3 a). Nun ist aber auch auf der W-Seite des Salzburger Beckens, ganz am Rande gegenüber dem Marmorbruch Fürstenbrunn auf dem Holzack (640 m), für das aber die heimische Bevölkerung die Bezeichnung „Malzing“ oder „Meinzing“ (Meising), unter letzterem Namen auch bei E. Fugger (5) gebraucht, ein altes interglaziales horizontales Konglomerat beobachtet worden; es wird schon von G. Götzing (13) erwähnt, der es wegen der von ihm angegebenen Seehöhe von 550 m dem Deckkonglomerat des Mönchsberges zuweist; in dieser Höhenlage befinden sich aber nur einige abgesunkene, mächtige Konglomeratblöcke; die auf eoänen Nummulitenmergeln und -sandsteinen (14) lagernde horizontale Nagelfluh steht jedoch erst in einer absoluten Höhe von 585—590 m an, d. i. die gleiche Höhe wie im Glasenbach und beim Wienerfall; die angegebene Höhenlage beruht auf viermaliger übereinstimmender Barometerablesung, sie ergibt sich auch aus der allerdings zu hoch bemessenen Gipfelhöhe (640 m) der österreichischen und bayrischen Spezialkarte, da das Konglomerat im äußersten Fall 20—30 m darunter auflagert.

Diese Nagelfluh heht sich über einem schwer zugänglichen, mit dichtem Wald und Gestrüpp verhüllten Steilhang wandförmig als oberste Gehängerippe hervor und ist auf eine Strecke von beiläufig 300 m in der Richtung NO gegen SW zu verfolgen; die Mächtigkeit beträgt gegen 10 m; darüber lagert Jungmoräne, die als wellenförmige Kuppe höchstens 20 m darüber emporragt und auf ihrer Oberfläche auch einzelne Blöcke des gleichen Konglomerates aufweist, die der vorrückende Gletscher mitgerissen und mit der Moräne zusammen liegen gelassen hat; die Konglomerierung muß demnach schon vor seinem Vormarsch erfolgt, also interglazial sein. Die darüberlagernde Moräne ist an einer Abrutschstelle bei einem nordwärts ausbiegenden Knick der Konglomeratrippe aufgeschlossen.

Die Nagelfluh weist eine starke Komponente von Urgesteinen auf, wenn auch viele Kalktrümmer enthalten sind, wie uns die Überrieselung mit Kalksinter und die Verkleidung mit kleinen Tropfsteingehilden an einer Wandkluft erschließen läßt. Die Verfestigung ist stark, die Verwitterung einzelner Gerölle weitgehend; es konnte nur horizontale Schichtung beobachtet werden (abgesehen von einigen schief abgesehenen, wenn auch mächtigen Blöcken, manchmal von großer Ausdehnung), an einzelnen Stellen ist gar keine Schichtung erkennbar, sondern nur eine ungeordnete Masse ohne Sortierung nach Geröllgrößen. Viele Klüfte durchziehen das Konglomerat, weshalb es zu den großen Abstürzen und Absenkungen gekommen ist, was wohl auf die starke Unterwaschung durch die Tiefenerosion des Kühlbaches zurückzuführen sein dürfte.

Unser Nagelfluhrücken des Holzacks zieht sich nun, durch den tief eingeschnittenen Kühlbach vom Untersberg getrennt, in gleicher Höhe bleibend, weit westwärts bis zu einer Ebenheit beim Anstieg des auf den Untersberg hinaufführenden Klingersteiges hin, wo Eberhart Fugger (5) noch „einzelne Felsen eines horizontal geschichteten Konglomerates“ beobachtet hat. Hievon war allerdings trotz wiederholten, eingehenden Absuchens nichts mehr zu finden — außer einem vermutlich mit der Jungmoräne hieher getragenen

Konglomeratrundling; ob es sich dabei um einen Beobachtungsfehler handelt oder ob die erwähnten horizontal geschichteten Konglomeratfelsen nunmehr vollständig mit Pflanzen überwachsen oder vielleicht gar bei der Anlage der hier angelegten Waldstraße aufgearbeitet worden sind, muß dahingestellt bleiben. An dieser Stelle haben wir nun bereits die Wasserscheide zum Einzugsgebiet der Saalach erreicht (15). Da das Konglomerat neben Kalk auch viele Tauerngesteine aufweist, so wird es schwer zu entscheiden sein, ob die Salzach oder die Saalach, was G. Götzing (13) vermutet, hier entlang dem Untersberg im ältesten Interglazial in dieser beträchtlichen Höhenlage geflossen ist und ihre Schotter abgelagert hat.

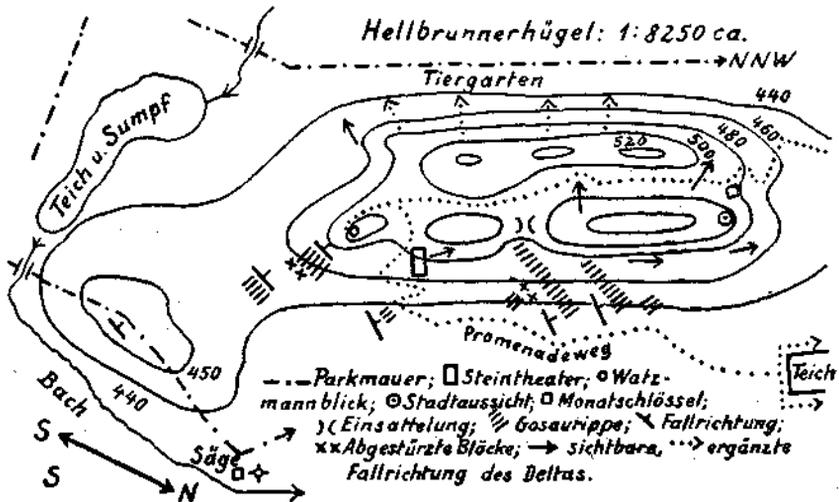
Sind nun in allen Zwischeneiszeiten so mächtige Schotterzuschüttungen in den Zungenbecken erfolgt, dann wird es verständlich, daß die nachfolgenden Diluvialgletscher eine bedeutende Ausräumungsarbeit mit diesen interglazialen Ablagerungen vorzunehmen hatten und daß die wiederholten Eisvorstöße keine besondere Summierung einer Erosionswirkung auf den Untergrund zustande gebracht haben.

Konnte schon A. Penck (2) den „Salzburger See“ hinsichtlich Gestalt und Ausdehnung mit dem Gardasee vergleichen, so erkannten wir nun an seinem N-Ende noch zwei Einstülpungen, in das Reichenhaller Becken und in das Angertal hinein. Der See des Günz-Mindel-Interglazials müßte aber noch eine weitere Ausbuchtung und daher eine größere Ausdehnung gehabt haben, da er an seinem S-Ende vom Paß Lueg ostwärts ins Lammertal bis zum Wienerfall gereicht hat. Jedenfalls müssen wir zugeben, daß die geniale Konzeption, die A. Penck (2 a) angesichts der zwei verschiedenen alten, durch Moräne und Schotter getrennten interglazialen Deltas, die er südlich von Golling an der scharfen N-Biegung der aus dem Paß Lueg herausfließenden Salzach beim Bauernhof Tax entdeckte, gefaßt hat, sich glänzend bewährt und fruchtbare Anregungen zu weiteren Forschungen ergeben hat.

Hier bietet sich auch die Gelegenheit, den Aufbau des Hellbrunner Hügels richtigzustellen. Eberhart Fugger (5) gibt in seiner Aufzählung der Gesteinsvorkommen in der Salzburger Ebene nur folgendes an: „Bei der Sägemühle zwischen Hellbrunn und der Salzach stehen Gosaukonglomerate an und ziehen sich an der Hellbrunner Mauer 100 m hin mit einer 40 cm mächtigen Einlagerung von Mergelkalkplatten von 2 bis 8 cm Dicke, nach NW einfallend, darunter wieder Gosaukonglomerat.“ Im übrigen weist er das ganze Konglomerat des Hellbrunner Hügels dem Tertiär zu — so ist es auch in der geologischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Salzburg, kartiert worden. Das Gosaukonglomerat bei der Sägemühle baut einen von NNO nach WSW gestreckten, etwas über 10 m hohen Hügel auf, der von der Mauer des Hellbrunner Parkes in gebrochener Linie auf und absteigend überquert wird, so daß je die Hälfte desselben beiderseits der Mauer gelegen ist. Dieser Hügel besteht aus Gosaukonglomerat mit den erwähnten Einschaltungen von rötlichgelben Mergelkalken, die Fallrichtung konnte nach WNW mit NNO-Streichen gemessen werden. Dieser kleine Hügel ist nun durch eine 150 m breite Ebene, d. i. die postglaziale, bis 5 m hohe Salzachschotterterrasse, die sich südlich über Anif und nördlich über Morzg weiterverfolgen läßt, von dem bekannten, nach NNW längsgestreckten, um 800 m langen Hellbrunner Hügel getrennt. Dieser ist aber nicht allein aus dem von Eberhart Fugger sogenannten Tertiärkonglomerat aufgebaut, sondern ihn setzen zwei verschieden alte

Konglomerate zusammen. Die ganze, bewaldete O-Abdachung des Hügels besteht aus Gosaukonglomerat und diskordant darüber lagert, in senkrechten Wänden aufsteigend, die jüngere, deltageschichtete Nagelfluh des größeren westlichen Teiles des Hügels, die wir in Parallele mit dem Mönchs-Rainberg, wo der Nachweis dafür erbracht worden ist, als interglazial annehmen müssen; diese Diskordanz erweist somit die Deltanatur der interglazialen Nagelfluh, sowie es auf ähnliche Weise durch Gustav Götzinger (16) beim Mönchs-Rainberg nachgewiesen worden ist.

Wenn man vom Hellbrunner Schloßteich den Promenadeweg in südlicher Richtung begeht (17), so sieht man nach 250 m Entfernung am Fuß des Hügels, aus dem Wald in die Wiese herausragend, mehrere große Konglomeratfelsen hintereinander; verfolgt man sie auf dem bewaldeten Steilhang bis zu den Nagelfluhwänden hinauf, so trifft man bis 10 m hohe Konglomeratrippen, die nur aus roten und weißen Jurakalken und den für das Salzburger



Gosaukonglomerat typischen Einschlüssen von Hornsteinknollen, auch Feuerstein genannt, zusammengesetzt sind; es sind auf der Strecke bis zum S-Ende des Hügels unterhalb der Watzmannaussicht mehrere solcher Felsrippen bis zu den interglazialen Konglomeratwänden hinauf zu verfolgen; wo sie am höchsten emporreichen, d. i. 50 m über dem Fuß des Hügels, dort ist auch in dem darüber aufragenden Deltakonglomerat eine Einsattelung; über der größten und höchsten sowie über der letzten Gosaurippe unterhalb der Watzmannaussicht ist die diskordante Überlagerung durch das interglaziale Konglomerat gut sichtbar. Fließendes Wasser und Eis müssen hier arg gebrandet und unterwaschen haben, denn am Fuß der Watzmannaussicht liegen einige gewaltige Gosaukonglomeratblöcke, deren größter 4 m Höhe und 12 m im Umfang mißt; daher ist hier, d. i. vom S-Ende des Hügels bis zum Steintheater hin, die Oberfläche des Gosaukonglomerates um 15–20 m niedriger als bei der Einsattelung auf der O-Seite. Durch die Tätigkeit des fließenden Wassers an diesen Prallufeln wird auch der oben erwähnte Hügel an der S-Mauer isoliert worden sein, erst später wurde er durch eine post-

glaziale Schotterablagerung mit dem Haupthügel wieder verbunden; es besteht wohl auch die Möglichkeit, daß einst der Glasenbach hier über eine Stufe in die Salzach eingemündet und durch Rückerosion die Lücke zwischen beiden Hügeln geschaffen hat. Die steile, aus Gosaukonglomerat aufgebaute O-Abdachung des Haupthügels ist vorwiegend mit Nadelwald bekleidet, nur wo viel Trümmerwerk von den Nagelfluhwänden abgestürzt liegt, dort sind Laubgewächse eingestreut; der ganze übrige, aus interglazialen Konglomerat zusammengesetzte Teil des Hügels ist durchwegs von schönem gemischtem Wald bedeckt, in dem die Buchen weit überwiegen. Das interglaziale Konglomerat besteht zwar auch aus Kalkgeröllen, aber aus der Triaszeit, und es sind vereinzelt Quarz, kristalline Schiefer und Werfener Sandstein eingestreut; auch ist ein öfterer Wechsel mit feinsandigen Partien beim Steintheater und bei den Steilabfällen zum Tiergarten sichtbar, so wie es schon G. Götzing (16) beim Mönchs-Rainberg beschrieben hat; ob dieser Wechsel den regelmäßigen Ablauf von Winter- und Sommerabsätzen darstellt oder ob man ihn unregelmäßig verlaufenden Hoch- und Niederwassern zuschreiben soll, was der unregelmäßige Wechsel zwischen groben und feinen Schichten nahelegt, sei dahingestellt. Das Delta besteht meist aus kleineren Geröllen, weil sie von weit her gebracht worden sind, beim Gosaukonglomerat hingegen liegt vorwiegend grobkörniges, oft undeutlich geschichtetes, ja manchmal ungeschichtetes Strandgerölle vor, nur die zwischenlagernden Kalkmergelplatten deuten auf eine weiterreichende, vorübergehende Transgression hin.

Den Anschluß für unseren Gosaukonglomeratrest des Hellbrunner Hügels finden wir östlich der Salzach südlich und nördlich des Glasen(besserKlaus)baches; hier sind die sogenannten Gaisberg- und Elsbeter Fager bis zum Hengstberg hin mit Gosaukonglomerat über Juraschichten bedeckt; außerdem ragen südlich der Ausmündung des Glasen(Klaus)baches in das Salzburger Becken noch sechs kleinere Gosaukonglomerathügel bis zur Ortschaft Elsbeten hin aus der postglazialen Schotterebene empor, auf einem von ihnen liegt Schloß Goldenstein. Das Fallen und Streichen des Gosaukonglomerates ist nun beiderseits der Salzach übereinstimmend gleich, nämlich WSW-Fallen und NNW-Streichen, so daß wir also feststellen müssen, daß die mitten durchfließende Salzach das Gosaukonglomerat erosiv durchschnitten hat. Fall- und Streichrichtung wurden bei der Mündung des Glasen(Klaus)baches, bei den Elsbeter Hügeln und bei den zwei Hellbrunner Hügeln gemessen; südlich dieser steht noch das Schloß Anif auf einem kleinen Rest von Gosaukonglomerat, der wahrscheinlich auch erosiv von den Hellbrunner Hügeln getrennt worden ist. Sonst gibt es westlich der Salzach keine Überbleibsel des Kreidekonglomerates.

Beim Hellbrunner Hauptbügel zeigt nun das über das Gosaukonglomerat daraufgeschüttete interglaziale Delta auf der O-Seite vom Steintheater nordwärts ein Fallen nach WNW bis NNW, bei der Aussicht zur Stadt Salzburg und südlich des Monatschlüssels nach W, in der Mitte des Weges zwischen Stadt- und Watzmannblick nach WSW und schließlich südlich vom Watzmannblick nach SW, woraus man wohl einen Schwemmkegelfächer rekonstruieren könnte, wie es in der beigegebenen Skizze angedeutet ist, wenn man nicht besser eine Verschneidung mehrerer Schwemmkegel annimmt. Der Hellbrunner Hügel zeigt so wie der Mönchsberg glazialerosive Oberflächenformen, längsgestreckte, abgerundete Rücken, dazwischen eine breite Talfurche;

diese ist bis gegen 30 m eingesenkt zwischen den östlichen und westlichen höchsten Rücken, die etwas über 520 m Seehöhe emporragen. Deutliche Moränenreste sind trotz eingehenden Suchens nicht zu finden gewesen.

Das Gosaukonglomerat als Liegendes unter dem interglazialen Delta des Hellbrunner Hügels wird von A. Penck (10) und M. Heß (18) nur kurz erwähnt; unabhängig davon ist Prof. Hans Crammer auf diese Unterlagerung durch die Überlegung gekommen, daß sich die ausgedehnten Deltareste des Münchsberges im Schutze des Dolomittfelsens des Salzburger Festungsberges erhalten haben; diese Tatsache hat ihn zur Schlußfolgerung gezwungen, daß etwas Ähnliches wohl auch beim Hellbrunner Hügel der Fall sein dürfte, was der unmittelbar darauf erfolgte Augenschein ihm wirklich bestätigt hat; er hat sich nur nicht zur genauen Begehung des Hügels entschlossen, die nun der Verfasser dank der Bewilligung des Direktors des Bauamtes der Stadtgemeinde Salzburg durchgeführt hat.

Die Schutzlage durch das Gosaukonglomerat, bzw. durch den Dolomittfelsens wird aber nicht so angenommen — eine Auffassung, die von mancher Seite unterschoben wird —, als ob diese Gesteinsgebilde einen Schutz gegen die Stoßkraft des diluvialen Salzachgletschers geboten hätten, sondern sie bildeten hauptsächlich einen Schirm gegen die entlangfließende und anprallende Salzach, deren anbrandenden Stromstreich die Felsgebilde abfangen und so einen Schutz gegen die vollständige Zerstörung der einst weit ausgedehnten interglazialen Deltas dargestellt haben.

#### Literaturverzeichnis:

1. Man benütze die österreichische Spezialkarte 1:50.000, Blatt Salzburg und Hallein, und den Topographischen Atlas von Bayern 1:50.000, die Blätter Salzburghofen, Traunstein-Ost, Reichenhall und Berchtesgaden.

2. A. Penck, Die interglazialen Seen von Salzburg. Zeitschr. f. Gletscherkunde, 4. Band, 1910.

2 a. Ebenda, S. 90.

3. G. Götzinger, Aufnahmebericht über Blatt Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1930 und 1931, je Nr. 1.

3 a. E. Stummer, Die interglazialen Seen von Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1936, Nr. 4.

4. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh., 1886, 1. Bd.; auch in Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter.

5. E. Fugger, Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jb. G. R. A., Wien 1907, S. 455 ff.

6. W. Erhardt, Der Staufen. Wissensch. Veröff. D. u. Ö. AV. 11, 1931.

7. L. Simon, Die Nagelfluh von Anger bei Reichenhall. Geognost. Jh. 40. München 1927.

8. Siehe die technische Skizze bei W. Erhardt, o. O.

9. Dies hat auch A. Penck beobachtet, was E. Brückner, o. O., S. 84, hervorhebt.

10. Sie werden zwar schon von A. Penck, Die Alpen im Eiszeitalter, 1. Bd., S. 163, und von E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes, S. 84, angeführt.

11. E. Fugger nennt ihn Randenberg; er spricht, bzw. schreibt immer nur von glazialen Schottern und Konglomeraten ohne glazialchronologische Unterscheidung.

12. Die Auffindung dieser geringen interglazialen Überreste verdanke ich der ortskundigen Führung durch den Oberlehrer der Volksschule in Großmain, Roman Scheiblbrandner.

13. G. Götzinger, Aufnahmebericht über Blatt Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1936, Nr. 1 und 2, S. 37.

14. Max Schlager, Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1930, S. 251.

15. Noch weiter westlich, bereits innerhalb des Flußnetzes der Saalach, gibt E. Fugger auf dem Höhenrücken von Windhag (658 m) glaziales Konglomerat als lagernd an; eine

genaue Begehung zusammen mit Oberlehrer Scheiblbrandner hat aber wiederum ein negatives Ergebnis gehabt, es kann sich höchstens um einige Nagelfluhböcke handeln, die auf oder in der Jungmoräne liegen, welche diese schöne Plateaufläche des sogenannten „Tannenwinkels“ in ziemlicher Mächtigkeit bedeckt und in dieser Höhenlage noch drei Bauernhöfen die landwirtschaftliche Bodenausnutzung ermöglicht.

16. G. Götzinger, Aufnahmebericht über Blatt Salzburg. Verh. G. B. A., Wien 1930, Nr. 1, und im Führer für die Quartärexkursion in Österreich, 1936.

17. Hierzu benütze man die beigegebene Skizze des Hellbrunner Hügels im beiläufigen Längenmaßstab 1:8250; sie wurde auf Grund wiederholter Barometerablesungen und Abschreitungen entworfen, erhebt daher keinen Anspruch auf geometrische Genauigkeit.

18. M. Hell, Zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Hellbrunner Berges bei Salzburg. Mitt. Anthropolog. Ges. Wien, 51. Bd.

19. Einen ähnlichen Anschluß erwartet der Verfasser auf der bayrischen Seite der Walsar Bergstraße, wenn beim Vortrieb der Deutschen Reichsautobahn bis zur österreichischen Grenze ein entsprechender Geländeanschnitt zustande kommt.



# Gesteinsaufschmelzungen bei Ötz im Ötztal (Tirol).

Von **Werner Heißel**, Innsbruck.

Mit 2 Tafeln und 2 Textabbildungen.

Im Sommer 1937 erhielt ich durch Herrn Oberlehrer Josef Kuen in Ötz Kenntnis von einem Schlackenvorkommen. Die mir dabei von Herrn Oberlehrer Kuen vorgelegten Stücke erregten sofort wegen ihrer auffallenden Ähnlichkeit zu den Schlacken von Köfels mein größtes Interesse. Ihr Charakter als Schlacken war auf den ersten Blick klar.

Herrn Oberlehrer Kuen bin ich für seine Mitteilung sowie auch für seine Hilfe bei der Untersuchung des Vorkommens an Ort und Stelle zu größtem Dank verpflichtet. Besonderen Dank schulde ich aber Herrn Prof. Dr. B. Sander (Innsbruck) für seine rege Anteilnahme und seine große Unterstützung, die er meinen Untersuchungen in jeder Hinsicht angedeihen ließ. Schließlich möchte ich noch den Herren Dr. O. Schmiedegg (Wien) und Dr. J. Ladurner (Innsbruck) herzlich danken, die mir schlackige Aufschmelzungen aus Kalköfen als Vergleichsmaterial zur Verfügung stellten.

Alle Belegstücke befinden sich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität zu Innsbruck.

Die Fundstelle der Schlacken von Ötz liegt etwas südlich des Ortes auf der linken Seite der Ötztaler Ache (siehe Abb. 1 und 2). Wenig südlich des Bildstöckels 806 springt ein rauhhöckerartig abgeschliffener Felsrücken gegen die Ache vor. Seine Kammlinie zeigt in der Mitte eine ganz leichte Einsattelung. Hier wurden an der S-Flanke des Felsrückens in oberen und mittleren Teilen des Hanges die Schlacken gefunden. Nur einige wenige, vermutlich verschleppte Stücke fanden sich auch in jener Einsattelung des Kammes an deren S-Rand, eines auch am N-Rand. Gegraben wurde an der S-Flanke an vier Punkten, an all denen reichlich Material gesammelt werden konnte.

Der Hang ist hier oberflächlich mit eckigem Blockschutt bedeckt. Die Stücke zeigen höchstens leichte Kantenrundung, aber nie auch nur Spuren einer künstlichen Konturierung. Die Grabungen ergaben, daß die Schlacken nur ganz oberflächlich, bis höchstens 30 cm Tiefe sich vorfinden. Die tieferen Schuttablagerungen sind vollkommen schlackenfrei. Die hier auftretenden Gerölle sind stärker gerundet, sie liegen in lehmigem, feinem Sand.

Während an diesen Stellen nirgends auch nur Spuren kohlgiger Substanz gefunden werden konnten, wurde wenig innerhalb des S-Randes des oberflächlich mehr abgeplatteten, z. T. plateauartigen Rückens durch eine Grabung in einem kleinen Schuttriedel in etwa 40 cm Tiefe in sandigem Schutt eine durch reichlich kohlgige Substanz schwarz gefärbte Brandschicht gefunden. Sie lieferte mehrere bis ein paar Millimeter große Stückchen von

Holzkohle sowie kleine Knochenbruchstücke. Die Brandschichte wird von Blockschutt überdeckt, der reichlich rötlich angebrannte (also leicht pyrometamorphe) Gesteinsstücke führt. Wenig neben der Grabungsstelle sind auch drei bis vier kleinere Schlackenstücke, oberflächlich liegend, gefunden worden.

Wie erwähnt, liegen alle Schlacken nur ganz oberflächlich. Von der pyrometamorphen Umwandlung abgesehen, unterscheiden sie sich in nichts vom umgebenden Schutt. Bei noch nicht vollkommener Aufschmelzung läßt sich der ursprüngliche Gesteins- und Geröllcharakter der Schlacken

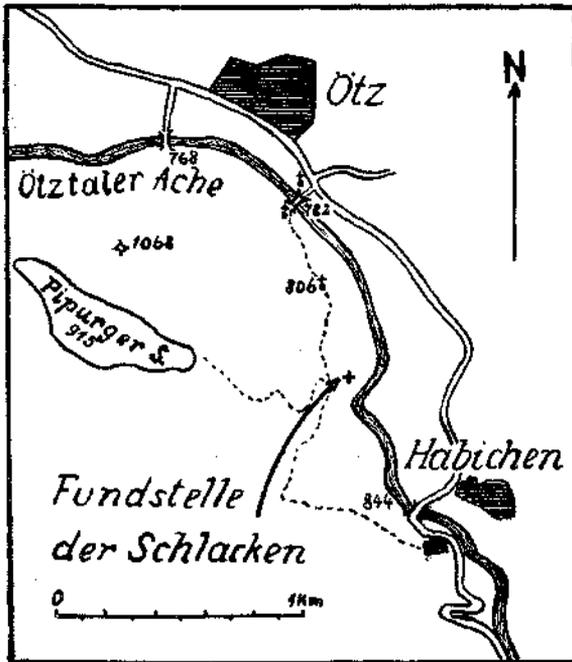


Abb. 1.

noch einwandfrei feststellen, er ist gleich dem des umgebenden Schuttes. Die Pyrometamorphose hat an Ort und Stelle stattgefunden.

Die Schlacken sind von dunkler Färbung, stark blasig. Die Größe der Blasen schwankt von kleinsten Bläschen bis zu solchen von 1 cm Durchmesser. Die Verschlackung (Aufschmelzung) ist z. T. vollkommen, z. T. sind die Gesteinstrümmer nur einseitig aufgeschmolzen, so daß ein Übergang von stärker metamorphen, „bimssteinartigen“ Stellen zu schwächer metamorphen Stellen an einem Stück zu beobachten ist. Mehrfach konnten auch Stücke gefunden werden, bei denen, wie Bild 1 zeigt, mehrere Gesteinstrümmer durch Schlacke verkittet sind.

Neben blasiger Aufschmelzung wurde auch ziemlich häufig Frittung beobachtet.

In der blasigen Glasschlacke haftend, z. T. auch von ihr umschlossen, konnten Einschlüsse von Knochenfragmenten gefunden werden:

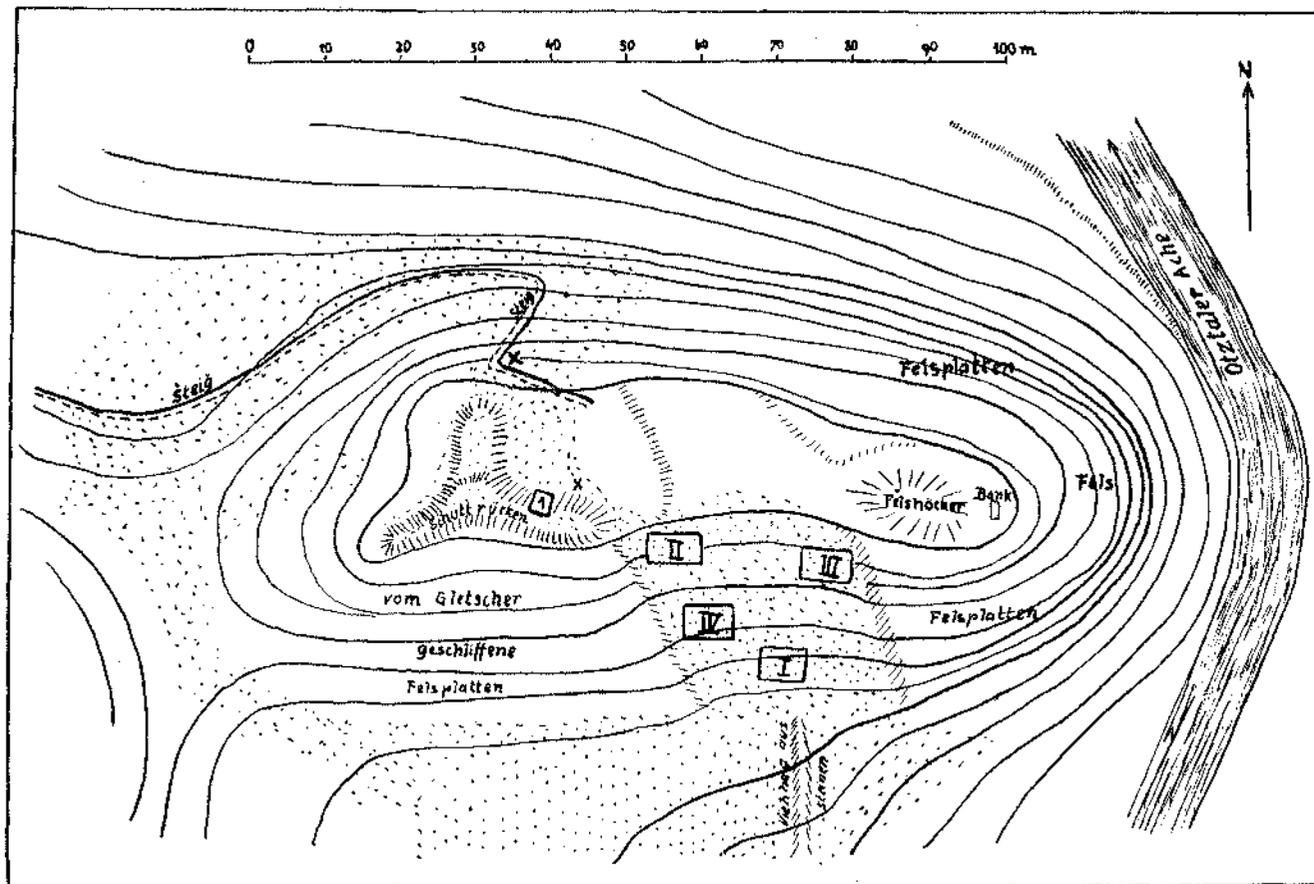


Abb. 2. Skizze, nicht Karte der Fundstelle.

Die Linien deuten lediglich die Form an. Punktiert = Schutt, I, II, III, IV = Hauptfundstellen der Schlacken, X = Fundstellen einzelner Schlackenstücke, 1 = Fundstelle der Brandschichte im Schutt (mit Holzkohle und Knochen splitter).

1. In dunklem, stark blasigem Glas liegt ein zirka 5 cm langer und nicht ganz 1 cm breiter Knochensplitter.

2. Auf einem stark aufgeschmolzenen Orthogneis (geschieferter Diorit) klieben, in der Schmelze eingelötet, zwei Knochensplitter, ein größerer, 1—1½ cm groß, und ein nur einige Millimeter groß.

3. In stark blasiger Schlacke stecken zwei Knochenfragmente. Das eine ist ein etwa 2½ cm langer und etwa 3—4 mm starker, mehr runder Knochen. Er ist z. T. aufgebrochen und zeigt die Knochenstruktur. Der andere Knochensplitter steckt in der Schlacke. Er ist 2 cm lang und 3 mm dick. Es handelt sich offenbar um einen flachen und mehr dünnen Knochen. Sichtbar ist das abgebrochene Ende und etwas von der glatten Außenfläche.

4. Ein 6½ cm langer Knochensplitter, der nach 3 cm anscheinend geknickt ist, ist auf dunkler, blasiger Glasmasse aufgelötet (siehe Bild 2).

5. Dünnwandiger Röhrenknochen mit ½ cm Röhrendurchmesser, in der Schmelze steckend.

An all diesen Stücken ist die skulpturierte Innenwandung der Knochen deutlich zu sehen.

Verhältnismäßig zahlreich sind auch Schlackenstücke, die z. T. sehr deutlich die Struktur von Holzkohle im Abdruck zeigen.

Schließlich sind noch an mehreren Stücken Erstarrungsrünzeln zu beobachten.

Die mikroskopische Untersuchung der Schlacken von Ötz stellte die Entstehung der bimssteinartigen Schlacken durch Schmelzung der Gesteine in allen Graden sicher. Die Schlacken sind Gläser, in denen je nach der Stärke der Metamorphose sich noch mehr oder weniger Mineralkörner des ursprünglichen Gesteins erhalten haben. Die Glasmasse ist entweder farblos oder braun bis schwärzlich gefärbt. Die Dunkelfärbung rührt offenbar von aufgeschmolzenen femischen Mineralen her. Die Aufschmelzung am Stücke nimmt von außen nach innen ab.

Auch das Dünnschliffbild wird von den zahlreichen Gasblasen jeder Größe beherrscht. Winzige Bläschen liegen oft so dicht, daß das Glas einen schaumigen Aufbau und damit seine Ähnlichkeit zum sogenannten Bimsstein von von Köfels erhält.

Wie erwähnt, ist der Bestand an ursprünglichen Mineralen von der Stärke der Aufschmelzung abhängig. Vorhanden sind jedoch nur Quarz- und Feldspatkörner. Andere Minerale des ursprünglichen Mineralbestandes des Gesteins fehlen vollkommen. Zunehmender Aufschmelzung entspricht die Reihe: reichlich Feldspat und Quarz — wenig Feldspat, noch viel Quarz — nur mehr Quarz, der in der Glasmasse gleichsam schwimmt. Dabei scheint sich die ursprüngliche Regelung der Quarzkörner (Gipsprobe) erhalten zu haben. Dies spricht dafür, daß diesfalls in der Schmelze keine größeren Fließbewegungen stattgefunden haben, während in anderen Fällen (siehe Bild 1) die Schmelze zwischen Geröllen durchfließt. Quarz und Feldspat sind sehr häufig nicht mehr frisch und unzersetzt. Örtliche Korrosion ist sowohl an Quarz wie an Feldspat zu beobachten. Der Quarz wird oft von feinen Rissen durchsetzt, die nicht selten klaffen und dann von Glas erfüllt sind (Bild 3). Quarzkörner, die an Glas grenzen, zeigen auch teilweise Aufschmelzung in der Art, daß das Quarzkorn allmählich über halbisotrop in

isotrop (Glas) übergeht. Der Feldspat ist durchwegs stark blasig, viele Körner sind nahezu isotrop oder es ist ein Teil des Kornes fast isotrop, der andere dagegen noch anisotrop. Diese Körner sind demnach entweder bereits teilweise geschmolzen oder wenigstens hart vor dem Schmelzen gewesen. Solche Körner lassen aber dennoch mitunter Zwillinglamellen noch erkennen. Oft sind die Feldspate randlich rekristallisiert in Form von Feldspatnadeln, die örtlich genau dieselbe Orientierung aufweisen, wie der von ihnen bewachsene Feldspat und die dann geradezu dessen Fortsetzung bilden, auch was die einzelnen Lamellen des Feldspates anbelangt. An anderen Stellen sieht man Feldspate, als solche deutlich durch den Verlauf der Lamellen erkennbar, die aber mehr oder weniger durch ein teilweise homoachses, teilweise heteroachses Faserwerk von Feldspatkriställchen ersetzt werden. In anderen Fällen wieder tritt, vielleicht von der Querschnittlage des Kornes abhängig, das Bild eines mehr körnigen als stengeligen Zerfalles der Feldspate als deren Pyrometamorphose auf. Bisweilen ist im halbgeschmolzenen Feldspat Myrmekit noch erkennbar. Sehr häufig ist der Feldspat ganz geschmolzen, nur seine Myrmekit- und Mikropegmatitquarze sowie Quarzsträucher — jetzt von Glas umschlossen — zeigen sein früheres Vorhandensein noch an.

Zusammenfassend ergibt sich: Vom ursprünglichen Mineralbestand sind nur Quarz und Feldspat vorhanden, die femischen Minerale fehlen. Sie sind geschmolzen und nur aus der Dunkelfärbung des Glases noch erschließbar, derart, daß dunkles und helles Glas schlierig nebeneinanderliegen. Quarz und Feldspat sind sehr häufig korrodiert oder teilweise geschmolzen. Es geht daraus eindeutig eine Aufschmelzung eines bestehenden Gesteines hervor, die zur Glasbildung bei Entstehung von Gasblasen führte. Es ergibt sich aber kein Anzeichen einer fremden Materialzufuhr.

Die Schlacken von Ötz sind Umschmelzungsprodukte des dortigen Gesteins in allen Stadien.

In der Glasmasse treten sehr häufig Mineralneubildungen auf. Diese liegen stellenweise einzeln im Glase, dann wieder verdichten sie sich bis zu einem geschlossenen Kristallitenfilz. Unter diesen Neubildungen wurden bestimmt: Feldspat in Leisten, häufig verzwilligt; Magnetit in Würfeln, Oktaedern und Kristallskeletten; Ilmenit in Kristallskeletten. Die Anwesenheit von Augit ist möglich. Im Vergleichsmaterial aus Kalköfen konnte auch dieser in Neukristallisation sicher erkannt werden. Daß diese Kristallite Neubildungen in der Schmelze sind, wird durch Gasblasen innerhalb der Kristallisationsbereiche erwiesen. Die Erzneubildungen treten meist so dicht auf, daß die Glasmasse, in der sie liegen, fast opak erscheint. Erst unter stärkster Beleuchtung, bei Einschalten des Kondensators, wird das einzelne Kriställchen sichtbar.

Auch für die Neubildung dieser Minerale ist eine Materialzufuhr von auswärts nicht notwendig, da ihre Bestandteile ja durch die Aufschmelzung der früher vorhandenen Minerale bereits zugegen sind.

Zu Vergleichszwecken wurden auch mehrere aufgeschmolzene Gesteinsproben aus Kalköfen untersucht. Die Proben stammten aus einem Kalkofen bei Unterplanken im Gsieser Tal (Pustertal) und einem bei Matrei am Brenner. Wie aus folgender Gegenüberstellung deutlich hervorgeht, unterscheiden sich die Glasschmelzen von Ötz in keinem wesentlichen Punkte von denen aus Kalköfen.

## Gesteinsgläser

von Ötz	aus Kalköfen
Die Stärke der Aufschmelzung unter den Schlacken von Ötz ist im wesentlichen gleich, sie schwankt nur, je nach dem der betrachtete Bereich aus mehr randlichen oder mehr inneren Teilen der Probe entstammt.	Die Stärke der Aufschmelzung aller untersuchten Proben aus Kalköfen ist im wesentlichen gleich.
Gasblasen der verschiedensten Größe sind reichlich vorhanden.	Gasblasen der verschiedensten Größe sind reichlich vorhanden.
Erhalten geblieben vom ursprünglichen Mineralbestand: Überwiegend Quarz, wenig Feldspat, keine femischen Minerale.	Erhalten geblieben vom ursprünglichen Mineralbestand: Überwiegend Quarz, wenig Feldspat, außer vereinzelt dunklem Glimmer keine femischen Minerale.
Quarz ist vielfach unversehrt nur von Sprüngen durchzogen, die zum Teil von Glas erfüllt sind. Häufig einseitig angeschmolzene Körner (fast isotrop). Örtliche Korrosion ist an Quarzkörnern zu beobachten.	Quarz vielfach vollkommen frisch, oft mit feinen Bläschen. Körner oft einseitig angeschmolzen oder fast isotrop. Örtliche Korrosion ist an Quarzkörnern zu beobachten.
Feldspat ist stark blasig, fast isotrop oder er ist randlich oder ganz körnig. Granophyrische Quarzeinschlüsse geschmolzener Feldspate sind zu erkennen.	Vollkommen frische Feldspate sind selten, meist sind sie mehr oder weniger körnig oder blasig verändert. Granophyrische Quarzeinschlüsse geschmolzener Feldspate sind sehr häufig zu beobachten.
Neukristallisation: Die Glasmasse ist von Kristalliten mehr oder weniger erfüllt, so daß Vollkristallinität oft nahezu erreicht wird. Neukristallisiert sind: Feldspat, häufig verzwillingt, in Leisten, Magnetit, Würfel, Oktaeder und Skelette, Ilmenitskelette sowie zahlreiche andere nicht bestimmbare Kristallite.	Neukristallisation: Die Glasmasse ist von Kristalliten mehr oder weniger erfüllt, so daß Vollkristallinität oft nahezu erreicht wird. Neukristallisiert sind: Feldspat, häufig verzwillingt, in Leisten, Augit in Leisten, mitunter verzwillingt, Magnetit in Würfel, Oktaeder und Kristallskeletten, Ilmenit in Kristallskeletten, sowie zahlreiche andere nicht bestimmbare Kristallite.

Wie aus dieser Gegenüberstellung einwandfrei ersichtlich wird, decken sich die Erscheinungen der Aufschmelzung und Neukristallisation bei den beiden untersuchten Gesteinsgläsern weitestgehend. Prinzipielle Unterschiede bestehen nicht.

Bei den Schlacken von Ötz handelt es sich um Gesteinsgläser. Der Aufschmelzung sind alle femischen Minerale zum Opfer gefallen, außerdem sehr viel Feldspat. Der Quarz hat sich am besten erhalten. Doch zeigt auch noch dieser deutliche Pyrometamorphose (Korrosion und Übergang von Quarz in Glas über fast isotropen Quarz). In der entstandenen Gesteinschmelze hat beim Erstarren Neukristallisation stattgefunden (besonders Feldspat und Magnetit).

Ganz gleiches zeigen die in Kalköfen auftretenden Gesteinsgläser. Ihr pyrometamorpher Charakter steht außer allem Zweifel. Auch hier sind unter den untersuchten Proben die femischen Minerale geschmolzen, dagegen Feldspat und besonders Quarz noch teilweise in mehr oder weniger frischem Zustand erhalten. Kristallneubildung ist stellenweise fast bis zur völligen Entglasung fortgeschritten.

Nach den Angaben des Handwörterbuches der Naturwissenschaften (II. Aufl., Bd. I, S. 816, Jena, 1931) liegen die zum Kalkbrennen in Kalköfen nötigen Temperaturen zwischen 600 und 950° C. Sie sind vom Kohlendruck abhängig. Die Schmelzpunkte von Feldspat liegen je nach dem Anorthitgehalt zwischen 1532 und 1340° C, der des Magnetites bei 1530° ± 10° C. Diese Schmelzpunkte liegen also wesentlich höher als die im Kalkofen notwendigen Temperaturen. Trotzdem zeigen auch im Kalkofenmaterial die Feldspate deutliche Aufschmelzungs- und Rekristallisationserscheinungen; neben anderem haben sich Magnetite massenhaft neugebildet. Wohl wird man annehmen können, daß in den von Bauern unterhaltenen Kalköfen zum Brennen auch höhere als die Mindesttemperaturen erreicht werden. Auch muß offen bleiben, inwieweit die Schmelzpunkte im Mineralgemenge herabgesetzt werden.

Folgende Punkte erscheinen meines Erachtens gesichert:

1. Die Gesteinsgläser von Ötz sind durch eine Aufschmelzung entstanden.
2. Sie sind räumlich lokalisiert. Ihre Verbreitung ist auf die Felskuppe beschränkt, sie sind oberflächlich horizontierbar.
3. Aufgeschmolzene und gänzlich unveränderte Gesteinsstücke liegen neben- und durcheinander. Anzeichen einer künstlichen Konturierung dieser Gesteinsstücke fehlen vollkommen.
4. Bei den aufgeschmolzenen Gesteinsstücken handelt es sich um solche gleicher Art, wie sie unmittelbar daneben auch unverändert vorkommen. Es sind Gesteine der nächsten Umgebung (Granodiorit).

Für die Annahme einer Entstehung an Ort und Stelle scheinen mir zu sprechen: Punkt 2 und 4. Eine Sichtung nach der Größe, wie sie ein Transport durch Wasser mit sich bringen kann, hat nicht stattgefunden. Außerdem sind die Stücke für Wassertransport zu wenig gerundet, die Anschmelzungen in ihren feinsten Zeichnungen unversehrt. Die Möglichkeit eines Eistransportes, etwa eine Verfrachtung von Köfels, scheidet durch Punkt 4 aus. Dagegen

schließen Punkt 3 und 4 aus, daß die Aufschmelzungen genau in ihrer jetzigen Anordnung entstanden, also im strengsten Sinne unverlagert geblieben sind.

Eine Übersicht der für die Deutung des Vorkommens in Betracht kommenden Möglichkeiten ergibt folgendes:

1. Vulkanischer Ursprung. Gegen einen solchen in situ spricht die rein oberflächliche Lagerung. Eine Verfrachtung aus Köfels scheidet meines Erachtens wegen der Verschiedenartigkeit des Ausgangsgesteines (in Ötz handelt es sich um Granodiorit, der bei Köfels nicht vorkommt) aus.

2. Pyrogene Umwandlung zufolge der Wärmeerzeugung beim Aufschlag eines Meteoriten analog zu F. E. Sueß' Deutung von Köfels.

3. Aufschmelzung durch Blitzschlag. Dagegen spricht wohl die Größe des Vorkommens sowie die Stärke und Tiefe der Metamorphose.

4. Künstliche Bildungen. Es kommen in Betracht: Alte (prähistorische) Schmelzstätten und Siedlungen sowie Kultstätten. Daß die zur Aufschmelzung notwendige Hitze durch Herd- oder Kultfeuer erzeugt werden kann, erscheint zumindest für Herdfeuer ausgeschlossen. Gegen die Annahme einer Schmelzstätte spricht das Fehlen konturierter Stücke. Spuren einer Metallgewinnung sind nicht vorhanden.

5. Pyrogene Umwandlung durch Wald- und Moorbrände.

Man muß dabei die günstige Lage auf der Felskuppe bei Ötz mitberücksichtigen. Dieser Punkt, der gegen die Talmitte hin vorspringt, ist besonders dem Winde ausgesetzt, so daß man hier wohl annehmen kann, daß nach Art von Gebläsen größere Temperaturen erreicht werden können.

Die an einer Stelle aufgefundene Brandschichte scheint jedenfalls für Punkt 4 oder 5 zu sprechen.

Ähnliche Gesteinsgläser sind in Tirol schon länger bekannt. Sie wurden meist als jungvulkanische Bildungen gedeutet; so von G. Mutschlechner (Verh. G. B. A., Wien, 1935) in der Umgebung von Igels. Aus seinen Angaben über die im Felde mangels genauer Ortsangabe nicht begehbaren Vorkommen kann man doch manches entnehmen, das große Ähnlichkeit mit Ötz aufweist. Besonders ist dies auch die Tatsache, daß Mutschlechners „vulkanische Spuren ... wie ausgesucht auf den Felsbuckeln, aber nicht in den Talungen angetroffen wurden“. Auch hier liegen also die Schlacken auf erhabenen, dem Winde besonders ausgesetzten Punkten. Weiters erwähnt Mutschlechner Phyllite (das dort anstehende Gestein), die allmähliche Übergänge von noch frischem Gestein zu zunehmend stärker aufgeblähten Schlacken zeigen (also einseitige Aufschmelzung), weiters Bimsstein (d. i. blasiges Glas) und Frittung. Es sind das lauter Erscheinungen, die alle auch in Ötz zu beobachten sind.

Eine andere Fundstelle von Gesteinsgläsern ist die von Köfels im Ötztal. Sie ist schon lange bekannt und hat zu den verschiedensten Deutungen Anlaß gegeben. Hier wurde Bimsstein beschrieben, als blasiges Glas, in dem noch Reste des umgebenden Augengneises stecken. Auch Köfels paßt seiner Lage nach zu den beiden anderen Vorkommen. Es liegt auf einem gegen das Tal hin vorspringenden Felsplateau, ist somit ebenfalls dem Winde besonders ausgesetzt.

Schließlich sind ähnliche Bildungen noch von Elvas bei Brixen beschrieben worden.<sup>1)</sup> Sie wurden von Dal Piaz<sup>2)</sup> als nicht vulkanischen Ursprungs erklärt.

Die Ähnlichkeit all dieser Vorkommen läßt die Vermutung berechtigt erscheinen, daß es sich in ihnen um gleichartige Bildungen handelt. Dies enthebt keineswegs einer Neuuntersuchung dieser und ähnlicher Vorkommen mit Mitbetrachtung der durch die vorliegende Betrachtung angeführten Gesichtspunkte. Für Köfels, wo der genaue Fundplatz bekannt ist, wurde eine solche vom Verfasser bereits in Angriff genommen.

Eingereicht im Juni 1938.

---

<sup>1)</sup> Klebelsberg R. v., Ein Vorkommen jungvulkanischen Gesteins bei Brixen a. E. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. 1925.

<sup>2)</sup> Dal Piaz G. A proposito della scoperta di un presunto filone di roccia vulcanica postglaziale nei dintorni di Bressanone nell'Alto Adige. Rend. d. R. Acc. naz. dei Lincei, Cl. mat.-nat., v. 55, s. 6, f. 3—4, Roma 1926, 86—91.



Bild 1.

Zwei leichter aufgeschmolzene Gesteinsstücke, die durch blasiges Glas (in der Mitte dunkel) zusammengeschweißt sind. (tz.)



Bild 3.

Oben: Dunkles Glas mit leistenförmigen Kristalliten von Feldspat um große Gasblasen.  
Mitte links: Farbloses Glas mit groeren und kleineren Gasblasen. Letztere zum Teil verschmolzt.  
Mitte rechts: Quarz mit korrodierten Rändern (besonders deutlich an der Grenze gegen helles Glas). Der Quarz wird von zahlreichen feinen Sprüngen durchsetzt; ein breiterer zieht von oben schräg nach unten. Er ist oben von dunklem, unten von hellem Glas erfüllt.

Unten links: Blasiges helles Glas und kleine Quarzkörner.  
Unten rechts: Dunkles Glas, an seinem linken Ende ein Kristallitenknuel. (tz.)



Bild 2.

Auf stark blasiger hümsteinähnlicher Schlacke ist ein Knochenbruchstück aufgelötet, im Bilde oben als weißer Streifen sichtbar. (Ötz.)

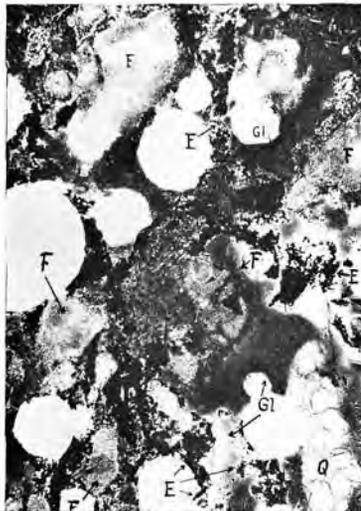


Bild 4.

F = Feldspat, E = Erzneubildung, Q = Quarz, Gl = Glas.

Annähernd in der Bildmitte liegt ein körnig veränderter Feldspat, dessen rechter Rand mit Feldspatkrystalliten besetzt ist. In der rechten Ecke unten sind einige Quarzkörner, von denen einige in Glas übergehen. Helles und dunkles Glas sind dicht erfüllt von Erzneubildungen. Mehrfach liegen im Glas, das durch den großen Erzreichtum (Neukristallisation) oft fast schwarz erscheint, körnig veränderte Feldspate. (Kalkofen.)



# Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen.

Von **L. Hauser**, Leoben, mit einem Beitrag von **K. O. Felser**, Erlangen.

Mit 1 Kartenskizze 1:25.000 und 3 Profilen im Text.

## Inhaltsübersicht.

	Seite
<b>Vorbemerkungen</b> .....	217
Der Gesteinsbestand an der Nordgrenze der Himbergereckscholle..	218
Die Grenze Himbergereckscholle—Westende des Kletschachzuges.	219
Die Gesteine am Westende des Kletschachzuges .....	220
Die Grenze Kletschachkristallin-Karbon .....	220
<b>Das Karbon</b> .....	221
Einlagerungen von Schuppen anderer Gesteine im Karbon.....	229
a) Schollen der Rannachserie? .....	229
b) Schollen von Kletschachkristallin .....	233
c) Gesteine ungeklärter Stellung .....	234
Die Überschiebung der Grauwackenschiefer auf das Karbon.....	235
<b>Die Altkristallinschollen</b> .....	237
I. Die Scholle im Ostgehänge des Kaintalgrabens.....	237
A. Die Schieferserie im Liegenden .....	237
B. Die Altkristallinscholle .....	240
C. Die Schieferserie im Hangenden .....	245
II. Die Altkristallinscholle im Westgehänge des Kaintalgrabens ....	247
III. Die Altkristallinscholle des Kaintalecks .....	248
Die Beziehungen des Gesteinsbestandes der Kaintaleckschollen zu jenem anderer steirischer Altkristallingebiete.....	249
<b>Die Serie der Grauwackenschiefer</b> .....	250
I. Das untere Stockwerk .....	251
II. Der Glimmerschieferzug .....	254
III. Das obere Stockwerk.....	255
<b>Schrifttum</b> .....	259

## Vorbemerkungen.

Verschiedene petrographische Arbeiten in der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben, so besonders die Bearbeitung der Serpentine (4) und jene der sie begleitenden Karinthin-Granat-Amphibolite des Rittingertypus (4), gaben zu der mit einer umfangreicheren Gesteinsuntersuchung verbundenen Detailkartierung den Anstoß.

Der Arbeit standen wesentlich zwei Hemmnisse entgegen. Die zur Verfügung stehende Karte im Maßstab 1:25.000 stellt eine mangelhafte Unter-

lage dar. Die Mittel- und Tallagen der Grauwackenzone bieten ein überaus schlecht aufgeschlossenes Gelände. Die vorwiegende Arbeit mit Lesestücken fordert ein dichtes Begehungsnetz; allein trotz aller Mühe bleiben Ungenauigkeiten bei der Abgrenzung unvermeidbar. Bei der tektonischen Deutung in einem so kompliziert gebauten Gebiet muß sich jedoch der Mangel an Messungsmöglichkeiten gerade an oft wichtigen Stellen doppelt erschwerend bemerkbar machen. Ein Ausweg ist der Versuch, den Kleinbau mit dem erkannten allgemeinen Baustil des Gebietes in Einklang zu bringen. Die zahlreichen Störungen von untergeordneter Bedeutung, wie deren Natur, bleiben aber infolge der Aufschlußarmut oftmals unsicher und sie fanden daher in der Karte keine Aufnahme. Aus dem gleichen Grunde würde auch die jeweilige Angabe des Fallwinkels oftmals von der Wirklichkeit ein falsches Bild geben und zu unrichtigen Schlüssen verleiten können. Dafür werden im Text von verschiedenen Ort Beispiel und Beschreibung ausführlicher gebracht werden.

Ich bin mir daher der Mängel bewußt, welche der Arbeit aus diesen Gründen, aber auch der Deutung in einem kleinen, detailliert begangenen Raum anhaften müssen. Noch dazu findet man an Hand der Literatur infolge des geologisch, aber auch petrographisch verwickelten Baues der Grauwackenzone sehr schwierig Anschluß an Nachbargebiete zur Erkennung analoger Verhältnisse. Vergleichende Hinweise sind daher immer etwas problematisch.

Im allgemeinen erkennt man im kartierten Gebiet die Übereinanderstapelung tektonischer Elemente von SO gegen NW (jedoch keine stratigraphische Folge), die in dieser Reihenfolge auch besprochen werden sollen.

### Der Gesteinsbestand an der Nordgrenze der Himbergereckscholle.

An der Linie Kreuzsattel (Punkt 1194)—Trassttal stößt die S-Grenze des kartierten Gebietes an die Himbergereckmasse. Am Kreuzsattel und in dessen näheren Umgebung stellt man im Felde tektonisierte, durch Übergänge verbundene, quarzitische, glimmerschieferige bis gneisige Gesteine sowie zahlreiche Quarz-Feldspat-Gänge fest, u. zw. alle nur als Rollstücke, die zur weiteren Unsicherheit bei der Abgrenzung noch dazu mit Rollstücken vom nördlichen Kristallin des Kletschachzuges vermennt sind. Im hintersten Trassttal (am Schlag gegenüber der verfallenen Judmayeralm und ein kurzes Stück grabeneinwärts) bietet die Grabensohle am tektonischen Kontakt Himbergereckscholle-Karbon einige kleinere Aufschlüsse der ersteren. Nach der makroskopischen Feststellung liegen dieselben quarzitischen bis gneisigen Gesteine wie am Kreuzsattel vor und werden von mächtigeren Grungesteinen unterlagert. Es sind dies vornehmlich Epidot-Quarz-Chlorit-Schiefer mit wechselnd breiten Karbonatlagen und mit verschmierten Biotithäuten auf den Schichtflächen. Mikroskopisch wurde aus dem Schichtstoß wegen des auffallenden Aussehens ein Gestein untersucht.<sup>1)</sup>

Fleckengrünschiefer. Das Handstück zeigt ein gelblichgrünes Grundgewebe, in welchem neben Spatklumpen vor allem ausgeplättete, dunkelgrün glänzende, fingernagelgroße Flecken auffallen. Die Kornuntersuchung ließ sie als dichtes Chloritgemenge aus zahlreichen, mikroskopisch kleinen, schuppigen Aggregaten erkennen. Im Dünnschliff liegt ein feinkörniges Grundgewebe vor, welches der Menge nach aus gelblichgrünen

<sup>1)</sup> Die petrographische Bearbeitung des Gesteinsbestandes der Himbergereckscholle ist im Anschluß in Aussicht genommen.

Epidotkrümeln, Karbonat, feinkörnigem, klarem, grob verzwilligtem Albit, Hornblendenädelchen (Kataklasteprodukt?) und etwas Kleinkornquarz besteht. In ihm liegen zertrümmerte HornblendeporphYROblasten.  $a = \text{farblos}$ ,  $b = c = \text{farblos bis blaßgrün}$ ,  $c/z = 10^\circ$ , also Strahlstein. Postkristalline Kataklaste ist vielfach trefflich entwickelt und an der mechanischen Zerlegung und randlichen Zermörtelung der Porphyroblasten zu erkennen. Wo lose zusammenhängende Trümmer Basisschnitte rekonstruieren lassen, ist vorkataklastisch regelmäßige, sechsseitige Umgrenzung erschließbar. Risse heilt Karbonat und Chlorit. Ansonsten liegt Chlorit in schuppigen, fächerig aggregierten Elementen, die sich zu Flatschen zusammensetzen, vor. Oft benützen diese die Hornblenden zum Ansatz und umwachsen diese, bzw. ihre Trümmer. Grobspätiges, zwillinggestreiftes Karbonat tritt in Nestern oder nach Gesteinsrissen auf und kennzeichnet sich dadurch als gesteinsfremde, jüngere, kluffüllende Bildung unter spärlicher Umschließung von Epidot und Chlorit. Ferner ist noch Magnetit und Limonit vorhanden.

Relikte aus der Diabastuff-Fazies liegen im Fleckengrünschiefer nicht mehr vor. Die Metamorphose war durchgreifend und brachte auf Kosten des alten Bestandes Albit, Chlorit, Epidot, Strahlstein, Quarz und sicher einen Teil des Karbonates. Diese jüngere Mineralparagenese stellt das Gleichgewicht in der erststufigen Prasinitfazies dar. Der Fleckengrünschiefer ist im Sinne der von Angel (1) für die Diabasabkömmlinge der Ostalpen gegebenen Gliederung den „noritischen Tuffiten“ anzuschließen.

Aufgabe einer mit der petrographischen Bearbeitung der Gesteine der Himbergereckscholle verbundenen Detailkartierung wäre es, die tektonische Stellung und die Ausdehnung des metamorphen Diabasbestandes (bzw. -tuffbestandes) in diesem Gebiet näher zu untersuchen, der, wie auch aus der Karte und einer Bemerkung von Stiny (10) zum Vorkommen von Fleckengrünschiefern hervorgeht, im Kletschachgraben und weiter im O größere Verbreitung besitzt. Es spielen allem Anscheine nach dort Diabasabkömmlinge eine viel wesentlichere Rolle als in dem im tektonisch tieferen Karbon des Mur- und Liesingtales eingeschuppten Grüngesteinszug (4). In diesem verschwinden Diabasabkömmlinge gegenüber dem sedimentären Flügel des Gesteinsbestandes. Die makroskopisch vielfach ähnlich aussehenden Gesteine konnten u. a. als diaphthoritische Paraamphibolite im Gleichgewichtswechsel in die Prasinit-, bzw. Chloritschieferfazies erkannt werden.

### Die Grenze Himbergereckscholle—Westende des Kletschachzuges.

Unmittelbar am tektonischen Kontakt im Gebiet des Kreuzsattels und beim Abstieg nach O in den Kletschachgraben fehlen Aufschlüsse. Die der Grenze nächstgelegenen am Weg, der am NO-Hang des Gschwandkogels gegen den Kreuzsattel führt, zeigen überwiegend N—30°—W-Streichen und SW-Fallen, jene am markierten Weg vom Kreuzsattel zum Himbergereck streichen N—70°—O bis O—W und fallen SO, bzw. S. Im Trasttal streichen die erwähnten Basisschichten des Himbergerecks O—W und fallen S. Daraus ergibt sich, entgegen meinen seinerzeitigen Beobachtungen im O des Kletschachgrabens (4), die Auflagerung der Himbergereckscholle auf die Kletschachmasse, u. zw. an einer Überschiebungslinie, welches Verhältnis bereits Stiny (10) vermerkte. Die bekannte Längsstörung zwischen beiden Einheiten ist in der Trofaiachlinie (Vetters) — Trasttal, Kreuzsattel, oberster Kletschachgraben — ausgezeichnet morphologisch markiert, kann aber aus obigen Gründen unmittelbar an der Grenze durch Messung des diskordant aneinanderstoßenden Streichens und gegensinnigen Fallens nur im Trasttal nachgewiesen werden.

### Die Gesteine am Westende des Kletschachzuges.

Die Gesteine des Kletschachkogels habe ich an Hand eines größeren Materiales untersucht (4). Von den beschriebenen Gliedern findet man im kartierten Bereich: Amphibolite, Aplite, Gneisgranite, Granodiorite und Schiefergneise. Trotz sorgfältiger Begehung konnte im dichten Wald kein sicherer Aufschluß gefunden werden. Die Abgrenzung der Gesteinsglieder und die vermutliche Streichrichtung waren daher ausschließlich nur mit den sehr spärlichen Lesestücken festzulegen. Bei der Ausscheidung auf der Karte wurde daher nur der basische (Amphibolit) dem sauren Stoffbestand (Gneisgranit usw.) gegenübergestellt.

### Die Grenze Kletschachkristallin-Karbon.

Das Hangende der Kletschachmasse ist Karbon. Östlich des Kohlsattels bildet seine Basis und damit den tektonischen Kontakt zum Kristallin ein Zug von Rauchwacke. In kleinen Felsköpfen ist dieser längs einer seichten Rinne nach SW bis zum Gemäuer der Judmayeralm zu verfolgen, biegt dort gegen W schwach konvex aus, steht kurze Zeit entlang des markierten Weges ins Laintal an und überquert ihn dann. Auf der Wiese verliert sich die Rauchwacke in ein paar kleinen Buckeln und man findet ausschließlich nur mehr Graphitphyllit, welcher plötzlich bis über den östlich gelegenen, ins Trasttal führenden Graben vorspringt. Im Wasserriß tauchen noch ein paar kleine Aufbrüche von Rauchwacke im Graphitkarbon auf und schließlich bildet diese im östlichen, dichten Wald einen zerrissenen, bemerkenswert mächtigen Grat. An z. T. spärlichen Aufschlüssen ist die Einwickelung dieser Scholle in Graphitkarbon zu verfolgen. Im Graben gegen den Kreuzsattel sind diese Phyllite gegen O geschleppt. Es ist also der am W-Ende der Kletschachmasse auf einige Strecke mit einer gewissen Regelmäßigkeit verfolgbare Rauchwackenzug im Bereich der Trofaiachlinie in Schollen zerlegt, diese von weichen Schiefern umhüllt und örtlich angeschoppt. Diese tektonischen Verhältnisse kommen morphologisch durch ein eigenartig zerrissenes Gelände zum Ausdruck. Die Bildung der Rauchwacke ist am tektonischen Kontakt mit der Kletschachmasse, die bei der Bewegung als relativ starrer Block wirken mußte, verständlich. Die Schleppung gegen Ö würde durchaus noch nicht gegen die von Vettors unter Bewegung des nördlichen Blattes gegen W angenommene Blattverschiebung an der Trofaiachlinie sprechen. Es wäre erklärlich, daß am tektonischen Kontakt Partien der nördlichen Scholle unter den Einfluß und damit in die Bewegungsrichtung des S-Flügels gerieten. Aber ich muß doch bemerken: So allgemein die bedeutende Störungslinie anerkannt wird, erscheint mir ihre Natur nicht befriedigend geklärt.<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Im kleinen Raum des kartierten Gebietes kann dazu weiter nicht Stellung genommen werden. Es kann höchstens bemerkt werden, wie schon von anderer Seite betont wurde, daß der gesteinsmäßig völlig verschiedene Bau, wie er jeweils im N- und S-Flügel vorliegt, gegen eine reine Blattverschiebung spricht. Für die O—W-Bewegung werden noch Erscheinungen gebracht werden, doch stellt diese nur eine der tektonischen Komplikationen in diesem Gebiet dar. Es ist vielmehr auf die Erklärungen von Schwinner und Stiny zu verweisen, „daß es sich bei dieser OW-Störung weniger um eine echte Blattverschiebung als um einen gewaltigen S-förmigen Knick im Alpenbau handelt.“ In recht schöner Weise könnten die Zertrümmerungserscheinungen an der Stirn des Kletschachzuges das Bild Stiny's ergänzen, nach dem sich die Kristallinmasse als Riesenschlar beim Vorstoß nach W einwühlt.

Da Fetzen der Kletschachmasse, begleitet von Rauchwackentrümmern, auch noch in tektonisch höheren Schichten des Karbons eingelagert vorliegen, wird man an eine noch viel weitergehende Zerreißung am W-Ende des Kletschachzuges denken müssen. Die Wirkungen dieser starken tektonischen Zerritung sind auch deutlich innerhalb der geschlossenen Kletschachmasse zu beobachten. An ihrem W-Ende konnte bereits auf Störungen wie auf Schollendrehung unter Einzerrung von Rauchwacke in den Kristallinkörper hingewiesen werden (4).

## Das Karbon.

### a) Der Gesteinsbestand.

Dnnbltterige, graphitisch pigmentierte Phyllite (kurz in der Folge als Graphitphyllit bezeichnet) sind besonders in den Hangendschichten des Karbons ein wesentliches Bauglied. Der Glimmergehalt wechselt, die Graphitfhrung ist im allgemeinen gering, weshalb die Handstücke meist nicht abfärben und an keiner Stelle die Anreicherung bis zur bauwürdigen Lagerstätte erfolgt. Die noch heute erkennbaren Versuchshau, wie auf der Wiese beim Gehöft Gauser und unmittelbar südöstlich des Berghauses im Kaintal und der allerdings scheinbar in Verkennung der Lagerungsverhältnisse in der Grauwackenschieferserie angesetzte Stollen am Weg zum Kaintalkreuz nach Moralt, wurden alle nach kurzer Zeit wieder verlassen.<sup>1)</sup> In den Graphitphylliten stecken mitunter gelbbraune, sandige Sebmitzen oder graue Ton-schieferlagen, die frei jedes graphitischen Pigmentes sind.

Geringe Verbreitung besitzen Chloritoidphyllite bis -schiefer mit Chloritoidkntchen, die bereits makroskopisch mehr oder weniger deutlich auf den Schichtflächen in Erscheinung treten.

Chloritoidphyllit. Der Dünnschliff zeigt, daß sich die Chloritoidkntchen aus radialstrhlig gruppierten Aggregaten zusammensetzen. Der Pleochroismus der kleinen, graphitspeichernden Einzelnadeln ist kaum merklich. Recht häufig stecken die Chloritoidkntchen in Quarzlinsen, welche von Serizitstrhnen umflossen werden.

Durch Anreicherung größeren Quarzkorns führen deutliche Übergänge von den Graphitphylliten zu den graphitisch pigmentierten, glimmerschieferigen und quarzitischen Schiefen, deren Schichtflächen öfters mit spärlicher, größerer Glimmerspreu besetzt sind. Während die Phyllite die tektonische Bearbeitung durch vielfältige Verfaltung und durch Runzelschieferung abbilden, sind letztere Gesteine infolge der größeren Festigkeit durch das Auftreten von Quarzlagen mehr oder weniger ebenflächig und nur schwach oder gar nicht runzelschieferig.

Lagenweise trifft man schließlich mittelkörnige Sandsteine, an denen aber bereits vielfach der Übergang in den metamorphen Zustand der ersten Tiefenzone deutlich beobachtbar ist und die daher besser als Quarzite zu bezeichnen sind. Graphitisches Pigment fehlt wiederholt oder ist spärlich. Dadurch ist der Farbenwechsel zu lichten Typen bedingt. Als Beispiel hiefür seien die weißen Quarzite und Glimmerquarzite östlich des Berghauses unterhalb des Kaintalkreuzes genannt. Ihre Handstücke zeigen Lagen von flaserigem Quarz

<sup>1)</sup> In den Grauwackenschiefen liegen auch an anderen Orten Schurfbaue, u. zw. auf Talk. Unkundige scheint hiezu einerseits der stärkere Gehalt an Serizit, andererseits das Talkvorkommen auf der Hohenburg verleitet zu haben.

im Wechsel mit dünnen Glimmerhäutchen, längs denen ebenflächige Spaltbarkeit vorliegt. Durch Zunahme graphitischen Pigmentes (öfters auch in Form kleinerer Schmitzen von graphitführendem Phyllit, also scheinbar eines Aufarbeitungsproduktes des Karbons im Karbon) führen Übergänge über fleckige Typen zu den in verschiedenen Straten des Karbons häufigen, dunklen, graphitführenden Quarziten.

Grobklastische Bildungen liegen in den Konglomeratschiefern vor, wie sie z. B. am Kamm westlich des Kohlsattels besser aufgeschlossen sind.

Konglomeratschiefer. Die verschiedenen Handstücke zeigen wechselnd große, ein Handstück für sich jedoch meist nur einer Größenklasse angehörende Quarzgerölle (maximal  $8 \times 4$  cm) von selten gerundeter, sondern meist linsig ausgewalzter Form. Die Streckung ist gleichsinnig gerichtet und die Gesteine weisen dadurch eine Schieferung auf. Wiederholt läßt sich in größeren Schichtstößen der Übergang von dem als Konglomerat auszusprechenden Gestein bis zur feinklastischen Bildung verfolgen. Als Zement liegen makroskopisch wechselnd stark graphitisch pigmentierte Serizitlagen vor. Der Dünnschliff bietet ein Lagengefüge aus undulösen, verzahnten, großen Quarzen (es ist dies jeweils ein Trümmerhaufwerk eines Gerölles, das makroskopisch wenig zerbrochen, im Schliff jedoch stärkere Zermalmung uuter Verwischung der Geröllnatur zeigt) mit solchen aus Kleinkorn (sedimentierter Kies). Letztere Lagen führen reichlich Chloritoid und im untersuchten Gestein auffallend wenig Serizit neben etwas graphitischem Pigment. Die Chloritoiden sind kleine, blaßblaue, schwach pleochroitische Leisten, die sich öfters radialstrahlig gruppiert zu makroskopisch kleinen Knötchen zusammenschließen.

Ein beachtenswerter Wechsel des klastischen Ausgangsmateriales in bezug auf Kornklasse und den jeweiligen Anteil einer der wenigen Mineralbestandteile (Quarz und Glimmer mit Graphitbeimengung) scheint überhaupt primär als Unterlage für die Bildung unserer Karbongesteine vorgelegen zu sein. Bei flüchtiger Begehung bietet das Karbon einen recht eiförmigen Eindruck. Es mag vielleicht auch die graphitische Pigmentierung dafür verantwortlich sein, daß die Gesteine im allgemeinen im Felde eine gewisse Einheitstracht bekunden und daß die feineren Unterschiede verwischt werden. Dadurch ist auch die Auscheidung und Abgrenzung der verschiedenen Produkte der Sedimentation bis auf die markanteren Glieder auf einer Karte eine Unmöglichkeit. Unser Gebiet erscheint aber, abgesehen von der schlechten Aufgeschlossenheit, auch infolge der nachträglich vielfachen Verschuppung für ein Studium des Rhythmus in der Sedimentation wenig geeignet. Ein diesbezüglich lehrreiches Profil bringt Heritsch (5) aus einem Stollen des Graphitwerkes vom Sunk bei Trieben. Auf ungefähr 700 m Längserstreckung weist es eine zehnmahlige Wiederholung von Konglomerat als sedimentäre Einschaltung zwischen Graphit und Graphitschiefern auf.

Besondere Erwähnung verdienen fein- bis mittelkörnige, von den vorbeschriebenen Quarziten in der Zusammensetzung und metamorphen Fazies verschiedene Sandsteine. Einzelne Vorkommen sind im Kartenbild verzeichnet. In den ersten gefundenen Rollstücken glaubte ich makroskopisch eine lichte, feinkörnige Grundmasse mit eingebetteten Quarzeinsprenglingen erkennen zu können, welches Bild den Verdacht auf Porphyroidnatur ergab. Weitere Funde besaßen bei gleichem Mineralbestand sehr dunklen Gesamteindruck. Schließlich konnte erkannt werden, daß diese Gesteine engst verwandt waren mit typisch grobklastischen, bestehend aus regellos verstreuten, größeren, eckigen oder annähernd rundlichen Quarzen. Größere Verbreitung hat dieser Gesteinsverband z. B. am Gipfel der Hohenburg. Diese Konglomerate, bzw. Breschen sind durch äußere Merkzeichen von den

vorbeschriebenen in unserem Karbon weiter verbreiteten Konglomeratschiefern, deutlich zu unterscheiden, u. zw.:

1. In den Konglomeratschiefern liegen linsig in s verflatschte Quarze von ganz selten unverletzter Geröllform. Die grobklastischen Gesteine am Gipfel der Hohenburg zeigen eckige, kaum gerundete, nie ausgewalzte, vielfach dunkle bis tiefschwarz glänzende Quarze.

2. Während die Geröllagen in den ersteren Gesteinen jeweils mehr oder minder aus Quarzen einer Größenklasse bestehen, stecken in letzteren, regellos verstreut, ab und zu in Nestern, recht variabel große Individuen. Es mangelt also Materialsortierung.

3. In den Konglomeratschiefern liegt ein Zement von Kleinkornquarz, Chloritoid mit graphitischem Pigment und meist sehr wenig Serizit, in den letzteren Gesteinen eine Kittmasse von überwiegend Glimmer vor.

Es handelt sich also im Karbon augenscheinlich um zwei verschiedene Bildungsphasen grobklastischer Gesteine, die sowohl in der Form der Gesteinsbestandteile als auch im Prägungsgrad auseinanderzuhalten sind. In beiden Fällen liegen jedoch Quarzkonglomerate, zum Unterschied von analogen Bildungen in anderen Serien der Grauwackenzone, also monomikt klastische Gesteine vor. Die Sandsteine, welche mit den Konglomeraten der Hohenburg verknüpft sind, wurden genauer untersucht und es werden einige Typen beschrieben.

Lichter, mittelkörniger Sandstein. Das schwachschieferige, noch deutlich Sandsteincharakter besitzende Handstück zeigt ein leichtes Gewebe, in dem zahlreiche, bis 2 mm große, zum Teil auffallend dunkle Quarzkörner gleichmäßiger verteilt liegen. Der Dünnschliff läßt dagegen in der Größe recht heterogene, mitunter nach der erfolgten Einbettung in Glimmerzement noch weiter zerbrochene, eckige und nur untergeordnet annähernd rundliche, undulöse Trümmerquarze erkennen. Die Risse füllt Limonit. Die Quarze weisen wiederholt Durchstäubung mit dunklem Pigment in schmalen Schnüren auf. Die makroskopisch auffallend schwarze Farbe könnte darauf zurückzuführen sein. Die Ursache für die dunkle Farbe der Quarze könnte aber auch in den mikroskopisch wiederholt um ihnen sichtbaren Rahmen von Graphit und Limonit, der nach Art einer Tapete wirken könnte, erblickt werden. Im Innern einzelner Quarze ist ein feines Flitterwerk von Serizit zu sehen.<sup>1)</sup> In der Bindemasse liegt neben Serizit auch Kleinkornquarz vor. Die limonitische Imprägnierung stammt von Pyrit, der in manchen dieser Gesteine reichlich auftritt.

Zum Gefüge ist noch zu bemerken, daß die im Bindemittel steckenden Quarze sich meist nicht berühren, sondern gewissermaßen locker gepackt, in diesem schweben.

Dunkler, mittelkörniger Sandstein. In dem massig erscheinenden Handstück liegen in einem dunklen Gewebe durchschnittlich 1 mm große, tiefschwarze Quarztrümmer. Die Pyritvererzung ist ansehnlicher. Die eckigen oder schwach gerundeten Quarzkörner gehören im Dünnschliff der Größe nach verschiedenen Kornklassen an und besitzen durchschnittlich stärkere Durchstäubung mit einem Pigment. Die Bindemasse nimmt einen noch größeren Raum ein, so daß die einzelnen Quarze noch deutlicher voneinander getrennt sind. Sie besteht aus Serizit (einzelnen Muskowitblättchen), Kleinkornquarz und reicherer Beimengung von graphitischem Pigment neben Erz, worin eben auch der dunklere Gesamteindruck des Gesteins begründet ist. Die Anordnung der Glimmer der

<sup>1)</sup> Es wäre naheliegend, in den dunklen Trümmerquarzen Anarbeitungsprodukte von Porphyroid zu sehen, der strichweise durch gleiche Beschaffenheit der Quarzeinsprenglinge auffallend ist, z. B. am Weg Hieseleck—Hohe Rötze. Es treten aber auch in den mit dem Porphyroid eng verknüpften Grauwackenschiefern gelegentlich Gesteinsstreifen mit deutlicher Trümmerstruktur und eingebetteten gleichen Quarzen auf, z. B. im Mötschlachgraben bei Bruck a. d. Mur. Ob die Quarzeinsprenglinge und diese Trümmerquarze also tatsächlich in irgendeinen Zusammenhang gebracht werden dürfen, vermag ich heute nicht zu übersehen.

Bindemasse in den Zwischenkornfugen der Quarze ähnelt Vorhängen, die sich zwischen deren Rändern spannen. In einzelnen Fällen erscheinen untereinander parallele Glimmer-elemente zu den Quarzrändern auch schwach schiefgestellt. Zu einem Umfließen des Kornes kommt es nie. Eine einheitliche Ausrichtung der Glimmer und daher eine Gefügeregelung im Gestein mangelt sichtlich. In größeren Zwischenräumen durchspießen sich die Serizitblättchen in wirrer Lagerung.

Lichter, feinkörniger Sandstein. Das schwachschieferige Handstück zeigt ein feinschuppiges, von Limonitfahnen durchzogenes Glimmergewebe. Im Dünnschliff haben Zement und Quarzeinstreuung annähernd gleichen Raumanteil. Die eckigen oder rundlichen Quarze sind durchschnittlich kleiner, aber immer noch in der Größe stark wechselnd. Pigmentierung fehlt ihnen nahezu ausnahmslos. Durch den größeren Anteil an Zement sind die einzelnen Quarzsplitter noch weiter voneinander getrennt und schwimmen noch deutlicher im Bindemittel. Kataklyse und durch Limonit erfüllte Risse sind gleichfalls zu beobachten. In der Bindemasse ist Serizit gegenüber Kleinkornquarz und etwas Rutil weitaus herrschend. Serizit und einzelne Muskowitblättchen weisen gegenüber den Bildern in den vorbeschriebenen Gesteinen beginnende Regelung auf; so kommt es zu einem unvollkommenen Schiefergefüge. Graphitische Beimengung ist gering, dagegen die limonitische Imprägnierung eher stärker.

Die anscheinend nach der Einbettung erfolgte Kataklyse einzelner Quarze, wie vereinzelte Polygonalbögen der wenigen Muskowite, deuten auf eine schwache, mechanische Beanspruchung der Gesteine. Der geringe Metamorphosegrad der Gesteine ist aber gegenüber dem ja auch nicht starken der übrigen Karbongesteine sehr auffällig.

Nach der Form der Quarze (meist eckig, schlecht gerundet, mit deutlicher Trimmerstruktur) und dem reichen Glimmerzement hat das Ausgangsmaterial zwischen der Aufarbeitung des alten Gesteinsbestandes und der neuerlichen Verfestigung einen nur kurzen Transportweg mitgemacht.

In größerer Zahl liegen im Karbon Kalkschollen bzw. -züge. In ihnen haben wir im kartierten Gebiet allem Anscheine nach nicht nur petrographisch, sondern auch stratigraphisch verschiedene Horizonte vor uns.<sup>1)</sup> So gibt es Kalk, der feinkörnig, hell- bis blaugrau, meist gehantk, untergeordnet aber auch ungeschichtet ist. Im kartierten Gebiet ist nur dieser durch die örtliche Magnesitführung und durch Übergänge in Dolomit ausgezeichnet und scheint dadurch einen stratigraphischen Horizont darzustellen. Einzelne Partien von ihm sind auch als Bänderkalk zu bezeichnen. Ein zweiter Kalk ist gleichfalls feinkristallin, aber stets dunkel bis schwarz, meist sehr dünnplattig und spaltet mitunter in nur wenige Millimeter dicken Tafeln. Seine Schichtflächen zeigen regelmäßig einen oft recht bemerkenswerten Graphitbelag. Im dunklen Gewebe fallen so häufig weiße, grobspätige Kalkausheilungen auf, daß sie für diesen Kalk ein weiteres äußeres Kennzeichen sind. Pyritwürfel mit Kantenlängen bis 5 mm sind nicht selten, häufiger jedoch Limonitpseudomorphosen nach ihnen. An diesen beiden Merkmalen sind die beiden Kalke auch dann, wenn sie in engem Verband liegen, wie z. B. hinter der Pramashube, gut auseinanderzuhalten. Auch Kittl (7) hat im kartierten Gebiet die Verschiedenheit der Kalke bemerkt, denn er schreibt u. a.: „, wahrscheinlich als Über-

<sup>1)</sup> In anderen Gebieten mögen eben andere, vielleicht weniger übersichtliche Verhältnisse vorliegen, denen zufolge man eben dort von dieser Ansicht abging. Es wurde dazu auch bereits eingangs vermerkt, daß ich die auf kleinem Raum bei der Detailkartierung gewonnenen Ergebnisse nicht zu sehr verallgemeinern will. Es vermutet zwar auch Heritsch (5) im Profil der Hölle bei Kallwang das Vorhandensein (abgesehen natürlich von den Marmoren) mehrerer, nicht nur petrographisch voneinander verschiedener Kalke. Ihm scheinen hierfür auch tektonische Gründe maßgebend zu sein.

gang zu den hellen Kalken der Hohenburg einen nur wenige Meter mächtigen, nur stellenweise aufgeschlossenen, schwarzen, bituminösen Kalk.“ Aus unserem Kartenbild geht wohl hervor, daß die Deutung als Übergang kaum bestätigt werden kann. Diese Meinung könnte nur beim Kalkzug der Hohenburg entstehen, wo beide Kalke aneinandergrenzend (aber völlig verschieden fallend) eine Strecke im gemeinsamen Verband streichen.<sup>1)</sup> Im dunklen Kalk war es an mehreren Stellen möglich Korallenreste und hinter der Pramashube auch eine bestimmbar Koralle (eine zweite beobachtete konnte später nicht mehr gefunden werden) zu finden. Herr Dr. Felser (Erlangen) hatte die Freundlichkeit, über sie folgenden Bericht zur Verfügung zu stellen.

### *Palaeosmitta* sp.

(K. O. Felser, Erlangen.)

Die Koralle ist in einen dunklen Kalkstein eingeschlossen, der auf den Schichtflächen feinverteilte Glimmerblättchen zeigt. Da es sich leider nur um ein kleines Bruchstück handelt, gelang es nur schiefe Anschnitte herzustellen, die aber auch zum Großteil durch den konischen Bau der Koralle bedingt sind.

Der Durchmesser des horizontalen Anschliffes beträgt etwa 34 : 40 mm und zählt nach Ergänzung ungefähr je 60 Septen 1. und 2. Ordnung. Die äußerste Zone besteht aus einem girlandenförmigen Blasengewebe, das aus nach innen konkaven Blasen aufgebaut ist. In ihm enden die Septen 1. und 2. Ordnung dadurch, daß sie sich in mehrere Äste auflösen. Es entsteht so anschließend an die regelmäßige äußerste Zone ein unregelmäßigeres Gewebe. Die Septen 1. Ordnung, die stereoplasmatisch verdickt sind, werden nach innen rasch dicker und erreichen etwa in der Mitte ihrer Längserstreckung ihre größte Breite. Sie reichen bis in das Zentrum der Koralle, wo sie immer dünner werden, sich zu drehen beginnen und aneinanderstoßen. Die Septen 2. Ordnung sind wesentlich dünner und erreichen nur etwa die Hälfte der Länge der Septen 1. Ordnung. In der Regel enden sie nicht frei, sondern stoßen an ein Querblättchen des Interseptaldissepimentes, oder lösen sich in zwei solche auf. Es ist dies die Zone, in der die Septen 1. Ordnung am dicksten sind. In der Längserstreckung der Septen 2. Ordnung ist das Dissepiment am dichtesten, während es gegen innen zwischen den Septen 1. Ordnung lichter wird. Die Septen stehen verhältnismäßig weit auseinander. In einem Teil des Querschnittes biegen zwei lange Septen schon vorzeitig um und deuten so die Bildung einer Fossula an. Ein ebenfalls schiefer Längsanschliff zeigt lediglich nach innen konvexe, anwärts gebogene Blasenreihen.

Nach Art des Aufbaues ist die Koralle unzweifelhaft der Gattung *Palaeosmitta* zuzurechnen u. zw. zeigt sie am meisten Ähnlichkeit mit der Gruppe um *P. Murchisoni*, M. E. H. Von dieser Art selbst unterscheidet sie sich jedoch durch ihre geringere Größe, durch die konische Gestalt und kleinere Anzahl der weiter auseinanderstehenden Septen, und dadurch, daß die Septen 1. Ordnung in unserem Falle das Zentrum erreichen. *Palaeosmitta carinthiaca* Kuntzschug hat ebenfalls eine größere Anzahl von Septen, die dicht beieinanderliegen, streng radiär angeordnet sind und nicht stereoplasmatisch verdickt sind. Dann fehlt ihr sowie der vorher erwähnten Art eine Fossula.

Am größten ist die Ähnlichkeit mit *Palaeosmitta Murchisoni* var. *pendlense*, Parkinson. Sie ist ebenfalls konisch, zeigt den gleichen Aufbau der Septen (bei einem Durchmesser von 31 mm = 51 Septen 1. Ordnung) und weist auch eine Fossula auf. Beschreibung und Abbildung bei Parkinson stimmen bis auf die geringe Abweichung der Septenzahl fast genau mit unserem Exemplar überein.

*P. Murchisoni* var. *pendlense* ist nach der englischen Gliederung des Unterkarbons für die Emmonsia-parasitica-Subzone = D<sub>2</sub> von Pendl charakteristisch. Ich glaube, daß die vielen gemeinsamen Merkmale unseres Exemplares mit der englischen Art wenigstens eine altersmäßige Gleichsetzung zulassen.

<sup>1)</sup> Ohne näher darauf einzugehen, möchte ich bemerken, daß dieser Kalk an den geschilderten äußeren Merkmalen an zahlreichen anderen Stellen des Karbons der Umgebung wieder gut zu erkennen und durch die Führung von Krinoiden und verquetschten, meist unkristallisierten Korallenresten ausgezeichnet ist.

## Literaturangabe.

Heritsch Fr., Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch, Gaital. N. Jb. B., Bd. 71, 1933.

Lewis H. P., On the Avonian Succession etc. Qu. J. Geolog. Soc., Bd. 86, 1930, S. 248.

Parkinson D., The Faunal Succession in the Carboniferous Limestone etc. Qu. J. Geolog. Soc., Bd. 82, 1926, S. 231, Pl. XII, Fig. 2 a, 2 b.

Neben verdrückten Korallenresten trifft man in diesem Kalke recht häufig Krinoidenstielglieder mit Größen bis 8 mm im Durchmesser. Der Kalk ist fast stets stark tektonisiert, vielfach verfault (Spitzfalten), weshalb die Erhaltung der Fossilien bemerkenswert ist.

Die Rauchwacke an der Basis des Karbons zeigt ein feinporöses, weißes, meist jedoch durch limonitische Imprägnierung braunes oder gelbbraunes Gewebe. In ihm stecken eckige, wechselnd große Bruchstücke von feinkristallinem, grauem Kalk. Seine stratigraphische Stellung innerhalb des Karbons ist unbekannt und es wird noch darauf zurückzukommen sein.

Es wurde vom blaugrauen Kalk erwähnt, daß er örtlich durch Übergänge in Dolomit und durch die Magnesitführung ausgezeichnet ist. In seiner streichenden Fortsetzung über den Gipfel der Hohenburg tritt das bekannte Magnesit-Talk-Lager auf. Auch im kartierten Gebiet wurden Partien seiner Schollen genauer abgesucht. An drei Stellen (zwei davon sind im Kartenbild mit *M* verzeichnet; die dritte liegt knapp südöstlich des Gipfels der Hohenburg) konnte das Auftreten von Magnesit festgestellt werden. Stets waren nur kleine Stöcke von höchstens einigen Kubikmetern Größe aufgeschlossen, deren obertag Anstehendes nach der Umgebung überhaupt nicht viel mächtiger sein wird. In jedem Falle lag Pinolitmagnesit vor. Ein Vorkommen befindet sich im ersten Kalkzug nach dem Kaintalkreuz ungefähr 10 m über dem markierten Steig, der von dort gegen O führt. Die gelblichen, grobspätigen Magnesitrhoeder treten, wie sich beim Nachgraben zeigte, vergesellschaftet mit einem Quarzgang auf. Auf den angewitterten Flächen des Pinolites treten silberglänzende Talkschüppchen hervor. An einer Stelle begleiten die Mineralparagenese milchweiße Dolomitrhoeder.

Kalkphyllitbreschen liegen z. B. in der Verknüchtungszone östlich des Bauernhanses Ganser. Der graphitführende Phyllit ist im Kalkmylonit in kleinblättrigen Fetzen aufgeschuppt.

Im selben Zerrüttungsbereich ist noch das Auftreten von Kalktuffbildungen an einem ausgedehnteren Quellhorizont zu vermerken.

## b) Die Lagerungsverhältnisse.

Im Bereich der Graphitphyllite und ihrer Übergänge zu gröber klastischen Bildungen sind überhaupt und so auch in unserem Gebiet Aufschlüsse recht spärlich. Es ist zwar mit den kleinen, verstreuten Blättchen die Abgrenzung des Karbons meist befriedigend möglich, doch jede weitere Aussage scheidet vielfach an diesem Umstand.

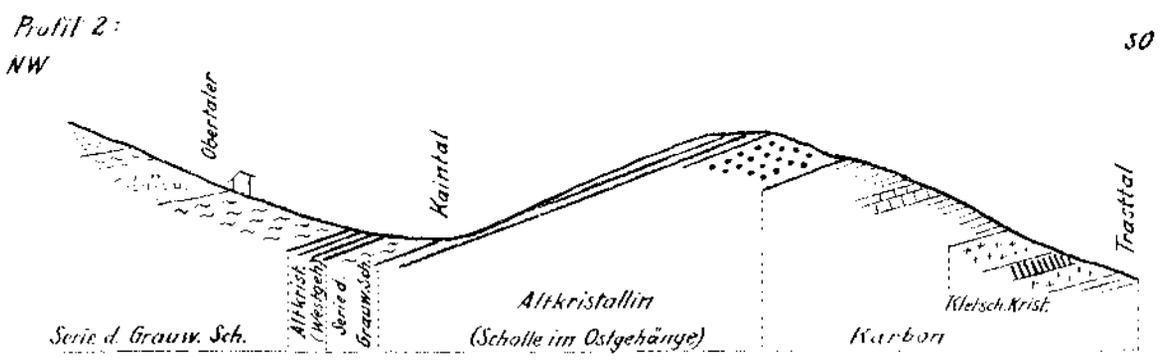
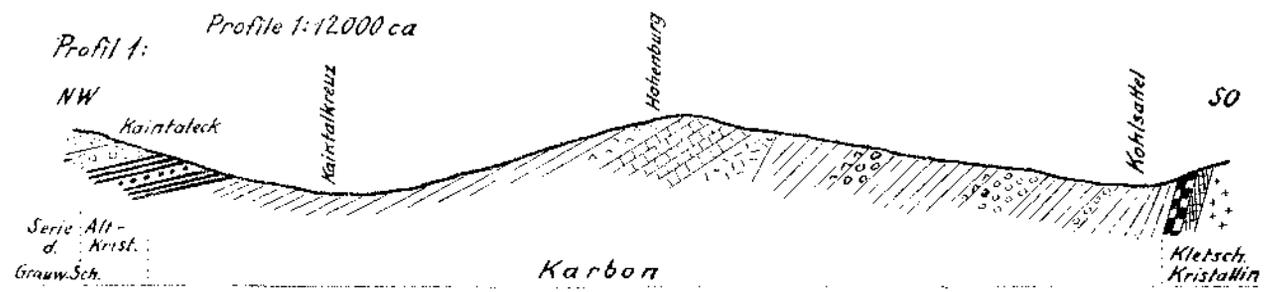
Konglomeratschiefer bilden am Kamm westlich des Kohlsattels kleine Felsen mit O—W-Streichen und 20° S-Fallen. Entsprechend diesem Streichen ist ihr Schichtstoß nur ein kurzes Stück am Hang gegen das Trasttal ver-

folgbar. Zur feststellbaren, herrschenden Tendenz von SW—NO-Streichen des Karbons liegt demnach eine abgerissene, in die O—W-Richtung gedrehte Scholle vor. Die Annahme der weitgehenden Zerschollung der grobklastischen Bildungen stützen einige weitere, kleinere, verstreute Vorkommen solcher Gesteine im Karbon, so z. B. am Schlag östlich des Bauernhauses Ganser usw. Die Zugehörigkeit dieser Konglomeratschieferketten zum gleichen vortektonischen Zug als dem Bildungshorizont aus einer groben Sedimentation ist höchstwahrscheinlich. Sie ist auch in dem vorwiegenden Vorkommen derselben auf einem SW—NO ziehenden Streifen vom Ganser im Trasttal gegen den Kohlsattel zu ersehen.<sup>1)</sup> Den Verdacht, daß diese einzelnen Vorkommen immer wieder nur kleine Aufschlüsse desselben ungestörten Zuges sein könnten, widerlegt wohl eindeutig das O—W-Streichen der Konglomeratschiefer am Kamm. Diese Deutung bestätigen weiters analoge Verhältnisse beim Kalk, der im Gelände da und dort kleine Felsen bildet. Die Einbettung der verhältnismäßig starren Blöcke in weiche, graphitische Schiefer hat die Drehung abgerissener Schollenstücke sicher nur begünstigt. Auch der scheinbar vom Dritten Dorf zur Hohenburg geschlossen durchziehende Kalk-, bzw. Dolomit-zug zeigt neben gelegentlich merkwürdigem Wechsel in der Mächtigkeit wiederholt Zerschollung. Besonders liegt diese dort vor, wo der im allgemeinen SW—NO streichende Kalk mit scharfem Knick in die O—W-Richtung biegt, wie östlich Hölli und bei der Pramashube. Außer diesen auf einiger Strecke verfolgbaren Kalkzügen trifft man noch kleinere Kalkschollen ohne annähernde Abgrenzungsmöglichkeit. Einige von ihnen wurden im Kartenbild (*K*) festgehalten. Die Unterscheidung der zwei beschriebenen Kalke ist im Feld auch in diesen Fällen stets möglich, kann jedoch bei der Ausscheidung nicht mehr berücksichtigt werden. Während also Kalke und grobklastische Bildungen die Tektonik in bruchhaften Zerrüttungen (Zerreißungen mit folgender Scholldrehung) abbilden, wirkten die feinklastischen Gesteine, vor allem die Graphitphyllite, gewissermaßen als Ausgleichshorizonte, welche die tektonische Beanspruchung durch Anshoppung, durch Verfaltung und Verschuppung blätteriger Scherelemente ineinander verarbeiteten. Zahlreiche kleinere Störungen sind in solchen Bereichen selbstverständlich und sind z. B. in den Gräben vom Feisterer und der Pösten besser aufgeschlossen. Durch Einwalzung von Kalkschollen in die Graphitphyllite kommt es in solchen Zonen zu sichtlichen Verknüpfungen und zur Ausbildung von Kalkphyllitbreschen. Eine einheitliche Baulinie ist in solchen Wirbelzentren nicht mehr erkennbar.

Vielleicht darf man in dem nicht selten zu beobachtenden Hineindrehen abgerissener Schollen in das O—W-Streichen (Konglomeratschiefer am Kamm, Kalke von der Pramashube gegen Pösten und östlich Ganser usw.) Wirkungen mit der Tendenz einer Angleichung an die Bewegungsrichtung, die längs der Trofaiaachlinie vermutet wird, annehmen.

Getrennt vom geschlossenen Karbon ist noch ein eingeseherter Kalkfetzen in der Schuppenzone an der Überschiebung der Grauwackenschiefer auf das Karbon zu beobachten und wird dort beschrieben werden.

<sup>1)</sup> Entferntere gleiche Schollen, wie z. B. östl. vom Kohlsattel, nördlich des Berghauses usw., stellen weitere Horizonte im Sinne der über den Sedimentationsrhythmus gemachten Ausführungen dar.



## Einlagerungen von Schuppen anderer Gesteine im Karbon.

### a) Schollen von Rannachserie?

Nördlich vom Edinger im Trasttal sind am Waldrand kleinere Aufschlüsse mit N—70°—O-Streichen und 30° NW-Fallen. Sie gehören zu einer Scholle, deren Einschaltung zwischen zwei im Karbon liegenden Lappen von Kletschachkristallin gut feststellbar ist. Der Gesteinsverband zeigt folgende Glieder:

**Serizitphyllit.** Es sind dünnblättrige, glimmerreiche, verfaltete Gesteine. Die zu ihnen hangend folgenden Glieder der Scholle zeigen an Lesestücken verfolgbare, durch allmähliche Abnahme des Glimmergehaltes und durch die Zunahme an Quarz den Übergang zum Glimmerschiefer und Glimmerquarzit bis zum Quarzit. Die quarzreichen Glieder haben in der Scholle größere Ausdehnung. Quarzite wie auch glimmerschieferige Typen zeigen wiederholt ansehnlicheren Feldspatgehalt.

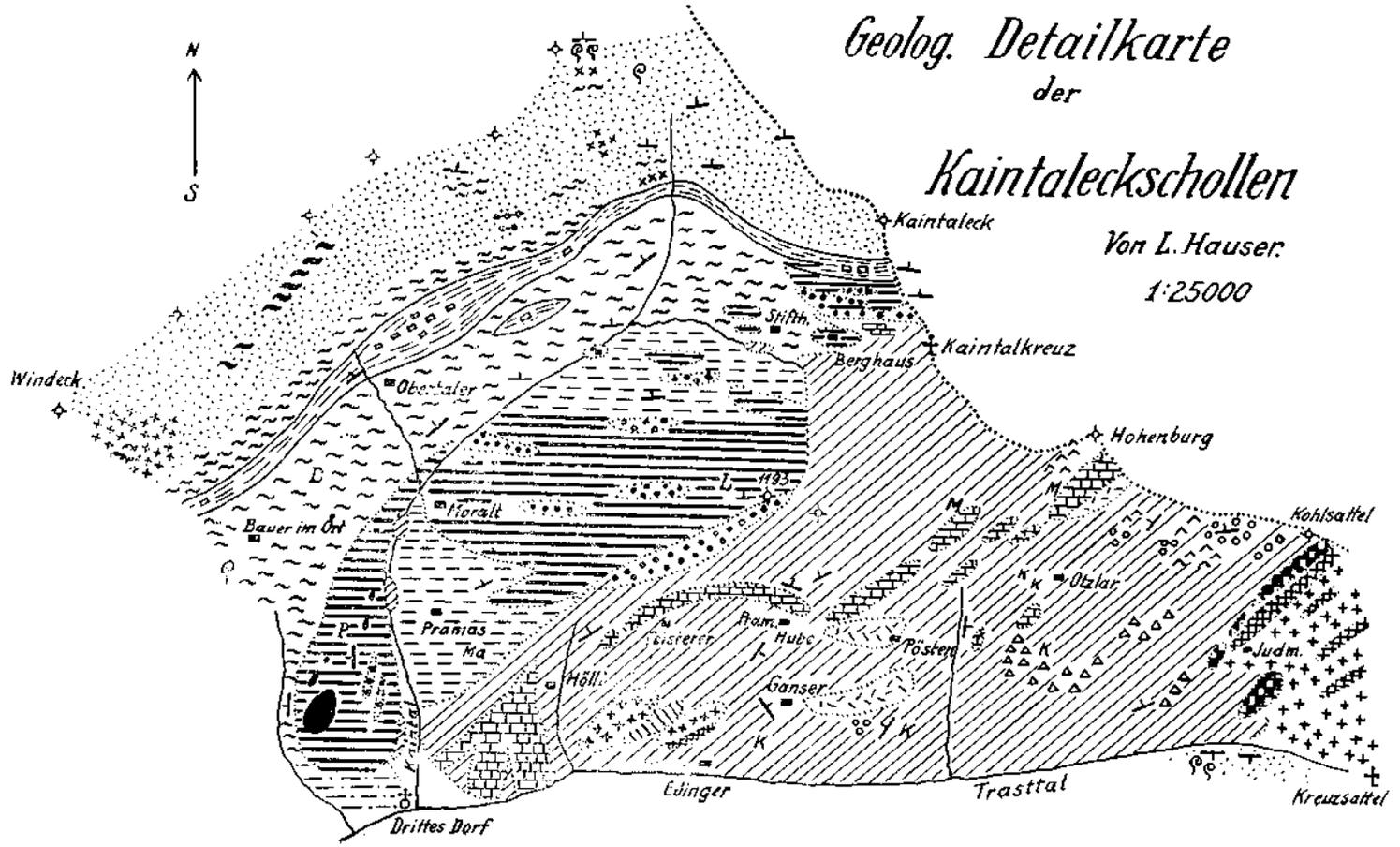
**Arkoseschiefer.** Das Handstück zeigt in einem glimmerreichen Gewebe (mit merklich grün getöntem Glimmer) unregelmäßig verteilt, wechselnd große Feldspäte und größere Quarze, die linsig ausgewalzt sind. Im Dünnschliff sieht man kataklastische Struktur und in einem Schiefergewebe zerbrochenen, größeren Quarz und Feldspat. Die andulösen Großkornquarze besitzen Böhm'sche Streifung und meist zackige und buchtige Ränder. Sie führen vereinzelt Einschlüsse von Kleinkornquarz in Nestern. Die Zwillingslamellen der Albitporphyroblasten sind längs Gleitflächen treppenförmig verschoben. Die kleinen Rutschelzonen füllt Quarz. Durch Kataklase kann aber der Zusammenhang der Trümmer viel weitgehender gelöst sein. Einschlüsse besitzen sie fast durchwegs spärlich. Großkornquarze und Albitporphyroblasten sind mitunter in Nestern geballt. Der einzige Schachbrettalbit-Porphyrblast zeigt gleichfalls starke mechanische Zerlegung. Das Erz (Hämatit und Limonit) liegt zum Teil in eigenartig kleinnadeligen Aggregaten vor.

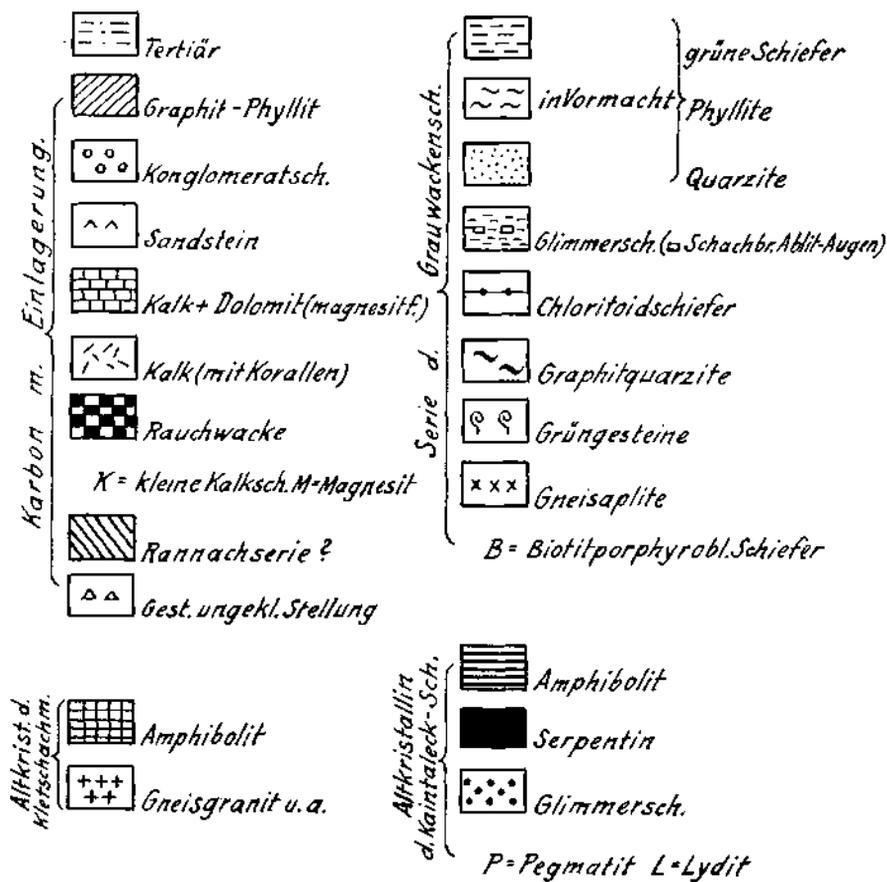
Belege für eine unter Stoffzufuhr erfolgte Feldspatung eines Schiefergewebes sind nicht zu erbringen. Es liegt viel näher, im Gestein eine kristallin regenerierte und nachkristallin deformierte Arkose zu sehen. Die im Grundgewebe gewachsenen Feldspäte erreichen mitunter Größen, die den Gesteinen Augentextur geben können.

Die Auffassung des Gesteinsverbandes als karbonfremd, stellt die Frage nach dessen ursprünglicher Stellung. Die Einschaltung zwischen zwei Schollen von Kletschachkristallin könnte auf Beziehungen deuten; sie erscheint mir daher aus einem später zur Besprechung kommenden Grunde beachtenswert. In der geschlossenen Kristallinmasse am W-Ende des Kletschachzuges ist eine derartige Gesteinsgesellschaft nicht bekannt. Ebenso stößt aber auch jeder Versuch einer Parallelisierung mit dem Bestand der die östliche Fortsetzung zum Kletschachzug bildenden Troiseckmasse infolge der dort herrschenden petrographischen Verhältnisse auf Schwierigkeiten. Es fällt daher die Möglichkeit, in der Scholle einen Fetzen des Kletschach-Troiseck-Kristallins zu sehen, weg. Wenn man die Gesteinsbestände der verschiedenen Serien der Grauwackenzone überblickt, so findet die Gesellschaft Serizitphyllit, Quarzit, Glimmer- und Arkoseschiefer am ehesten das Äquivalent im Gesteinsverband der Rannachserie. Die Einschaltung eines Lappens von Rannachserie im Karbon würde auch keine Einzigartigkeit darstellen, denn sie ist von verschiedenen Ort bekannt. Nur stößt in unserem Gebiet diese Deutung insofern auf Schwierigkeiten, als die sonst im Liegenden des Karbons befindliche Rannachserie in dieser Stellung, wie überhaupt im kartierten Gebiet, zu fehlen scheint. Es ist dazu jedoch zu bemerken: Auf der nördlich an Blatt Leoben anschließenden geologischen Karte Blatt Eisencrz—Wildalpe—Aflenz

# Geolog. Detailkarte der Kaintaleckschollen

Von L. Hauser:  
1:25000





Profil 3:



von Spengler liegt hangend der Kletschach-Troiseck-Masse die Quarzitschiefergruppe, aus der Quarzit mit Serizitbelag, Serizitschiefer und Arkosen beschrieben werden. Die Parallele zu unserem Gesteinsverband ist zu erkennen, läßt sich aber noch besser in den von Spengler (9) am Mitterberg östlich von Thörl aus dem Quarzitschieferzug über dem Kristallin beschriebenen Verhältnissen ersehen. Der weiße, massige Quarzit geht dort in Serizitgrauwacke mit Augen von Quarz und Feldspat über. Im Sbliff spricht Spengler

diese Gesteine als metamorphe Arkosen an. In diesem Zusammenhang erwähnt er weiters ohne Bezug auf eine bestimmte Örtlichkeit, daß ähnliche Quarzite auch im Karbon des Paläntales auftreten. Am östlich anschließenden Blatt Mürzzuschlag hat Cornelius in analoger Stellung zur Troiseckmasse, Rannachserie, überlagert von Pseudosemmeringquarzit, kartiert. Es ist nun sicher auffallend, daß die auf längere Strecke, wenn auch nicht lückenlos hangenden Begleiter der Kletschach-Troiseck-Masse, also die Quarzitschiefergruppe von Spengler und die Rannachserie, bzw. die Pseudosemmeringquarzite nach Cornelius am W-Ende des Kletschachzuges in gleicher Position gänzlich fehlen. Es könnte zwar das Fehlen mit einer tektonischen Abscherung in Zusammenhang gebracht werden, in welcher Weise Cornelius auch das Verschwinden der Rannachserie im Pretalgraben erklärt. Es ist jedoch zu überlegen, ob die beschriebene Scholle nicht eines der vortektonisch hangenden Glieder des Kletschachkristallins darstellt. Für einen solchen Verdacht spräche ja auch die heutige Lage im Verbands mit zwei Altkristallinfetzen im Karbon. Es läßt diese an eine gemeinsame Verfrachtung denken. Die Altkristallinfetzen werden aber außerdem noch von Trümmern von Rauchwacke begleitet. Es erscheint mir unzweifelhaft, daß diese Trümmer von Rauchwacke aus dem Hangenden der Kletschachmasse mit Fetzen von dieser ins Karbon geschleppt wurden. Die Rauchwacke im Hangenden des Kletschachkristallins parallelisiert Spengler auf Grund der Beschreibung von Kittl (7) mit den mit der Quarzitschiefergruppe eng vergesellschafteten Kalkmyloniten von Thörl. Es ergibt sich demnach folgender Sachverhalt: Unsere Scholle scheint gesteinsmäßig mit der von Spengler auf Blatt Eisenerz—Aflenz als Quarzitschiefergruppe kartierten Gesellschaft übereinzustimmen. Die Quarzitschiefergruppe ist mit Kalkmyloniten, die unserer Rauchwacke entsprechen, eng vergesellschaftet. Beide bilden das unmittelbar Hangende der Kristallinmasse. Mit den in unserem Gebiet nach W verfrachteten Kristallinschollen wurden auch Trümmer der Rauchwacke verschleppt, wodurch es sehr wahrscheinlich ist, daß auch die mitingeschuppte und zwischengeklemmte Scholle aus Serizitphyllit usw. aus dem Hangenden des Kristallins stammt.

Eine Schwierigkeit ist aber in dieser Auffassung der Scholle noch vorhanden. Spengler beschreibt in einer größeren Übersicht die Fortsetzung der Quarzitschiefergruppe hangend des Kristallins von Blatt Eisenerz—Aflenz auf Blatt Mürzzuschlag. Dort gliedert aber Cornelius diese in einen Anteil Rannachserie und einen Zug von Pseudosemmeringquarzit, der eng mit dem Thörlerkalk verbunden ist. Diese Gliederung, die Spengler nicht vornahm, bringt nun für die Auffassung unserer Scholle insofern Unsicherheit, ob dieselbe den Pseudosemmeringquarziten von Cornelius oder der Rannachserie anzuschließen ist. Trifft die Parallelisierung Spenglers, Thörlerkalk ist gleich unserem Rauchwackenzug, zu, so wäre unsere Scholle verständlicher als Äquivalent des Pseudosemmeringquarzites nach Cornelius aufzufassen.<sup>1)</sup>

Als weiterer Grund für die Auffassung der Scholle als Rannachserie wäre noch anzuführen: Stiny hat am W-Ende des Kletschachzuges unmittelbar östlich unseres kartierten Gebietes auf Blatt Leoben—Bruck a. d. Mur ebenfalls eine Linse von Gesteinen der Quarzitschiefergruppe im Karbon ein-

<sup>1)</sup> Anmerkung der Schriftleitung: Diese Gleichsetzung dürfte bezüglich der Quarzite wohl stimmen, die Arkoseschiefer mögen dagegen solchen der Rannachserie entsprechen.

geschuppt eingetragen und bezeichnet sie, wie man der Legende entnehmen kann, als Rannachserie. Ich selbst habe seinerzeit in der Nähe dieser Stelle einen weiteren Fetzen von quarzitischen Gesteinen unmittelbar hangend des Kristallins getroffen, aber damals nur ein kurzes Stück verfolgt.

Direkte Beweise, bzw. die Klärung dieser Zusammenhänge vermöchte wohl erst eine nach O ausgedehnte Detailkartierung zu erbringen.<sup>1)</sup>

Man wird zusammenfassend sagen können: Zwischen Rauchwacke und Kristallin fehlt entgegen den Verhältnissen im O, am W-Ende des Kletschachzuges eine an quarzitischen Gliedern reiche Serie. Sie liegt mit Fetzen des Kristallins verfrachtet im Karbon und scheint teilweise abgesichert zu sein. Die Verschleppung, aber auch die Komplikation, die darin besteht, daß die Scholle in der jetzigen Lage zwischen zwei solche von Kletschachkristallin eingeklemmt ist, ist ein weiterer Beleg für den unglaublichen Zerrümmungsbereich, wie er an der Grenze von Karbon und Kletschachkristallin bereits ausführlicher besprochen wurde.

#### b) Schollen von Kletschachkristallin.

Östlich des Grabens, der vom Hölli herabzieht, sind am Waldrand kleinere Aufschlüsse der tektonisch höheren von den beiden im Karbon eingeschuppten Schollen von Kletschachkristallin. Sie zeigen N—45°—O-Streichen und 60° NW-Fallen. Es taucht demnach die Scholle unter das Karbon des Steinbruches. Beim Anstieg durch den Wald quert man die Scholle schräg zum Streichen und kann als Gesteinsbestand Amphibolit, Gneisgranit, Granodiorit, Migmatit und Schiefergneis feststellen. Hangend sind kleinere Fetzen der weißen, bzw. gelblichen Rauchwacke, wie sie am W-Ende des Kletschachzuges beschrieben wurde, eingeschuppt. Von dort liegt auch die Physiographie des Gesteinsbestandes der Scholle vor (4). Gegen O läßt sich der Gesteinsverband an kleinen Aufschlüssen ein kurzes Stück über den nächsten Graben verfolgen. Er wird von den vorbeschriebenen Gesteinen der Rannachserie unterlagert. Ungefähr bei 870 m ist westlich des nächsten Grabens (von der Pramashube gegen Edinger) die tektonisch tiefere, ungefähr 50 m mächtige, zweite, ebenfalls N gegen O streichende und NW fallende, die Rannachserie unterlagernde Kristallinscholle aufgeschlossen. Vorgreifend den noch folgenden Ausführungen ist zu bemerken, daß der Gesteinsbestand dieser Schollen gegenüber jenem der Kaintaleckschollen einmal in der Zusammensetzung, dann aber in den gleichen Gesteinsgliedern bereits im Handstück erkennbare, petrographische Unterschiede aufweist. Es sind dies:

1. In den Amphibolitformen. Die die Kaintaleckschollen kennzeichnenden feldspatarmen Karinthin-Granat-Amphibolite fehlen vollständig. Es liegen Plagioklas- und Biotitamphibolite vom Gleinalmtypus im diaphthoritischen Kleide vor. Es fehlen zwar im Verbands issitische Glieder nicht, doch sind diese von den granatfreien, feldspatarmen Amphiboliten der Kaintaleckschollen durch die Ausbildung eines grobspätigen Hornblendgewebes, wie es den typisch zweitstufigen Amphibolitbeständen eigen ist, bereits makroskopisch auseinanderzuhalten.

<sup>1)</sup> Es wäre in diesem Zusammenhang auch zu untersuchen, ob die Teilung Rannachserie-Pseudosemmeringquarzit in unserem Gebiet (Mur-, Liesingtal) möglich ist oder ob letzterer überhaupt fehlt.

2. Der relativ reiche Anteil an mittelkörnigen Graniten und Granodioriten ist in den Kaintaleckschollen nicht zu treffen. Diese Glieder fehlen vielmehr vollständig.

3. Schließlich mangelt umgekehrt in den Kletschachfetzen die in den Kaintaleckschollen aufscheinende Begleitung durch Glimmerschiefer, bzw. Granatglimmerschiefer, Marmor, Serpentin und Pegmatit.

Es wird aber noch gezeigt werden, daß dieser petrogenetisch streng durchführbaren Trennung beider Schollencharaktere Momente gegenüberstehen, die primär geologische Beziehungen zwischen den Kristallinschollen wahrscheinlich machen.

### c) Gesteine ungeklärter Stellung.

Im Wald östlich von Blüml, ferner westlich von ihm über dem Gehöft Riedl, ließen sich im hintersten Trasttal an Lesestücken weitere, im Gesteinsbestand karbonfremde Späne verfolgen. Im Bereich der dort herrschenden Graphitphyllite fallen diese Gesteine auch durch die grobblockige Verwitterung auf. Im allgemeinen wird man sagen können, daß das Auftreten dieser Späne im Raum innerhalb der Gehöfte Riedl, Blüml, Pösten und Otzlar merklich gehäuft ist. Eine Abgrenzung des Vorkommens ist in keinem Falle möglich, wie auch nirgends das Verhältnis zum Karbon aufgeschlossen gefunden wurde. Bezeichnend für den Gesteinsbestand dieser Späne ist neben Quarziten der Reichtum an Gneisen, von denen bei der makroskopischen Prüfung nahezu jedes angeschlagene Stück ein mehr oder weniger abweichendes Aussehen besitzt. In der Farbe der Gneise wechseln graue und grüne, in der Kornklasse des Quarzes und des Feldspates fein- bis mittelkörnige Typen. Weitere Unterschiede ergibt das variable Mengenverhältnis der Komponenten. Es sind folgende Glieder zu beschreiben:

Quarzite und Glimmerquarzite. Das Gefüge zeigt Quarzlagen aus linsigen Elementen, zwischen denen dünne, verschmierte Serizithäute liegen. Es paßt für das Bild mancher Typen mit breiteren Glimmerlagen vielleicht am besten der Name Quarzphyllit.

Glimmerschiefer. Die grauen Handstücke bestehen aus feinkörnigem Quarzmosaik, welches von kleinschuppigem Glimmer umflossen wird.

Biotitführender Muskowitgneis. Das graue Handstück ist dünn-schieferig und bricht ebenflächig. Auf den Schichtflächen ist Biotitspren. Im Querbruch ist neben Glimmer noch Quarz und Feldspat erkennbar. Der Dünnschliff zeigt kataklastische Struktur. Das mittelkörnige Grundgewebe wird von undulosem, verzahntem Quarz, in geringerer Menge von Feldspat und von zeretztem Glimmer gebildet. Der Glimmer prägt ein undeutliches Parallelgefüge. Einzelne Distrikte groben Quarzkorns treten im Gewebe angig hervor. Die Albitoligoklasse haben eine feine Fülle neben Einschlüssen von Glimmersplütern. Sie besitzen einen klaren Rand. Die Lamellen sind geknickt und gebogen. Die flau gegitterten Mikroklinperthite, an denen man Kornzerscherung beobachten kann, führen gleichfalls Einschlüsse. Der gebleichte Biotit ist zerfetzt, randlich teilweise chloritisiert und er ist mit dem reichlicher vorhandenen Muskowit parallel verwachsen. Einzelne größere Muskowitblättchen weisen gleichfalls kataklastische Spren auf. Ferner sind noch Apatit, Epidot und Limonit vorhanden.

Zweiglimmergneis. Die Schichtflächen sind von verschmiertem Muskowit mit einzelnen Biotitschüppchen überzogen. Der Querbruch zeigt ein kleinlinsiges Gefüge von Quarz und Feldspat umschmiegelt von Glimmer. Der Dünnschliff bietet in Gefüge und Mineralbestand ein dem vorigen Gestein verwandtes Bild. Unterscheidend tritt nur ein etwas geringerer, auf beide Arten gleichmäßiger verteilter Glimmergehalt und mehr Feldspat, vor allem Mikroklinperthit hervor. Kataklastische Spuren wie Kornzerscherung und -unterteilung treten an Quarz und Feldspat stärker in Erscheinung.

Im Schlibfbild könnte man einen Aplitgneis vermuten. Von einem aber auch im Handstück als Aplitgneis anzusprechenden Gestein wurde im Verband dieser Späne nur ein einziges Rollstück gefunden. Es ist ein plattig brechendes, feinschieferiges, lichtiges Gestein, dessen Lagengefüge aus Quarz, Feldspat und wenig Glimmer besteht. Die ganze Gesteinsgesellschaft der Späne spricht aber im übrigen für das Vorliegen einer Paraserie. Dafür ist auch bezeichnend, daß man Stücke mit deutlichen Quarzgerölln (in einem Falle auch mit einem scheinbaren Granitgeröll) findet. Zum Gesteinsverband gehören schließlich auch die Rollstücke von Quarz-Feldspat-Gängen.

Gegen die primäre Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Karbon spricht:

1. Das geologische Auftreten in gering- bis geringstmächtigen, rasch auskeilenden Spänen.
2. Die gegenüber den Gesteinen des Karbons unzweifelhaft höher metamorphe Fazies. Vielleicht liegen in den Chloriträndern der Biotite diaphthorische Züge vor.
3. Das Fehlen von Übergangsgliedern dieser Gesteine zu jenen des Karbons. Allerdings muß man dabei die Aufschlußarmut berücksichtigen.

Im kartierten Gebiet, wie überhaupt in der Grauwackenzone, ist schwer ein Bestand zu finden, mit welchem man den vorliegenden parallelisieren könnte. Ein Vergleich mit den Gneisen aus dem Karbon des Liesingtales kommt aus verschiedenen Gründen nicht in Frage. Einschuppung liegt aber jedenfalls vor. Die geologischen Verhältnisse würden einen Paragesteinssetzen der Kletschachmasse verständlich machen. Zum Vergleich fehlen aber im Gesteinsverband am W-Ende des Kletschachzuges Anhaltspunkte. Eher ließe sich in seiner Fortsetzung im O eine Parallele finden, wo Stiny (9) in der Troiseckmasse feinschuppige Zweiglimmergneise, Quarzitgneise usw. beschreibt. In Frage kämen aber auch — insbesondere für die geröllführenden Glieder! — Beziehungen zu der im Gebiet im Karbon aufgeschuppten Rannachserie.

Bemerkenswert erscheint im Karbon des kartierten Gebietes das gänzliche Fehlen von Marmor mit Grüngesteinsbegleitung, welche Gesellschaft im tektonisch tieferen Karbonzug unserer Grauwackenzone mit einer gewissen Konstanz immer wieder zu treffen ist.

### Die Überschiebung der Grauwackenschiefer auf das Karbon.

Die Überschiebungsfläche, an welcher die als Grauwackenschieferserie zusammengefaßten Gesteine auf dem Karbon liegen, ist im kartierten Gebiet durch die Einschaltung von stellenweise zerrütteten Altkristallinschollen aus partienweise stark tektonisierten Gesteinen gekennzeichnet. Auf diese Verhältnisse wies an Hand der Karte von Kittl bereits Spengler (9) hin und betonte, daß die Zwischenschaltung von Altkristallin einerseits, der verschiedene Metamorphosegrad der Gesteine der aneinanderstoßenden Stockwerke andererseits, als Beweis für das Vorhandensein einer Überschiebungslinie angesehen werden kann. Er sieht in dieser, für die er den Namen „Norische Linie“ (Kober) anwendet, die wichtigste tektonische Linie der Grauwackenzone. Inzwischen dürfte allerdings die Besonderheit der Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckscholle nicht mehr vereinzelt dastehen. Es beschreibt z. B. Cornelius (2) vom Kartenblatt Mürzzuschlag: „Die höhere Serie der

Grauwackenzone beginnt im Stübmingsgraben über dem Karbonzug mit einer über 1 km langen Lamelle altkristalliner Gesteine: „stärker diaphthoritische Gneise z. T. mit Pegmatiten und Amphiboliten“; und ferner: „An die Basis der hangenden Serie gehört auch vermutlich eine Masse von enorm zerrüttetem Amphibolit (Redlichs ‚Grünschiefer‘) mit untergeordnetem Marmor, Serizitgneis und Pegmatit, nördlich vom unteren Arzbachgraben; allerdings muß man dann annehmen, daß die Magnesitlinsen durch einen sekundären Verfallungs- oder Verschuppungsvorgang z. T. in das Hangende dieser altkristallinen Gesteine gekommen sind.“<sup>1)</sup> Leider ist auf Grund der kurzen Angabe im Aufnahmebericht zum Kartenblatt ein Vergleich mit den petrogenetischen Verhältnissen der Kaintaleckschollen nicht möglich.

Bisher ist meines Wissens in der Literatur im kartierten Gebiet nur die Altkristallinscholle südlich vom Kaintaleck bekannt. Metz hat allerdings einmal erwähnt, daß sich das Altkristallin bis zum Dritten Dorf erstreckt. Die bisherigen Angaben in der Literatur sind auch der Grund, weshalb in der vorliegenden Arbeit die übrigen Altkristallinschollen, die im kartierten Gebiet an Ausdehnung größer sind, mit dem Namen Kaintaleckschollen zusammengefaßt werden.

Die Lagerungsverhältnisse der Altkristallinschollen lassen erkennen, daß die Überschiebungsfäche eine wieder durch Störungen zerlegte Schubbahn darstellt. Eine größere Störung folgt z. B. dem Kaintalgraben und zerreißt und verstellt die Altkristallinschollen des O- und W-Gehänges. Die Ausbildung von Scherflächen längs der Überschiebungslinie ist aus der Verschuppung des Altkristallins mit Fetzen von Karbon und Grauwackenschiefern zu ersehen. Es ist dadurch im kartierten Gebiet die „Norische Linie“ als eine trefflich ausgebildete Schuppenzone anzusprechen, die allerdings erst durch die Detailkartierung zum Ausdruck kommt.

Karbonscherlinge sind in dieser Stellung infolge des charakteristischen Gesteinsbestandes gut zu verfolgen. Die tektonische Bearbeitung äußert sich in arger Verknüpfung, Verfaltung, Anschoppung und Pressung der weichen Phyllite und in der Zertrümmerung der gelegentlich vorhandenen Kalke.

Wesentlich schwieriger ist die Erkennung der Verschuppung mit Grauwackenschiefern. Es ergeben sich Konvergenzen im Bild altkristalliner, phyllonitisierter Gesteine mit jenen von Gesteinen der Grauwackenschieferserie.

Die Grenze des geschlossenen Karbons gegen das Altkristallin ist vermöge der Gesteinsunterschiede mit Lesestücken verhältnismäßig gut festzulegen. Die Gesamtheit der möglichen Messungen ergibt einwandfrei, daß das Karbon unter das Altkristallin, bzw. die Grauwackenschieferserie hineinstreicht.

Die Einklemmung von Karbonlappen an der Überschiebungsfäche zwischen Altkristallin, bzw. Grauwackenschiefern ist im wesentlichen an die Linie längs des Kaintalgrabens gebunden. Ein Aufschluß von Graphitphyllit ist kurz nach dem Dritten Dorf im Bachbett des Kaintalgrabens zu sehen. Am Weg streichen die Grauwackenschiefer (wesentlich phyllitische Typen und Grünschieferlagen, verschuppt mit altkristallinen Amphiboliten) SW—NO und fallen NW. Über ihnen lagert diskordant Graphitkarbon und taucht unter die Altkristallin-

<sup>1)</sup> Die Stellung der Magnesitlinsen findet eine treffliche Analogie in den Karbonfetzen unseres Gebietes im Bereich der Überschiebungsbahn.

scholle des W-Gehanges. Die gleichen Verhältnisse sind noch besser ein kurzes Stück grabencinwärts aufgeschlossen. Die Graphitphyllite färben bemerkenswert ab und zeigen in Nestern Pyritvererzung. Zwischen ihnen liegen ausgehügelte Quarzknaurn, Lagen von Chloritoidphyllit und ein grauer bis dunkler Karbonkalk eingeschaltet. An einer verrutschten Stelle unter der Brücke waren auch Konglomeratschiefer zu sehen, so daß also auf kleinem Raum ein in bezug auf den Gesteinsverband recht gut vertretenes Karbonprofil vorliegt. Der nächste Karbonscherling ist schlecht aufgeschlossen im hintersten Kaintal vor der Grabenteilung. Am Weg, östlich davon im Bach und ein kurzes Stück im O-Gehänge streicht Bänderkalk mit größeren Nestern verknüllten, mulmigen Graphites mit in diesen eingewalzten Kalktrümmern durch. Auf der Karte ist der Kalk als Rauchwacke ausgeschieden. Im Wasserriß ungefähr 50 m unter Stifthube ist zwischen den Grauwackenschiefern ein gequetschter Span von Graphitphyllit eingeklemmt.

Die längs des Kaintales in loser Anordnung eingeklemmten Karbonlappen sind als abgescherte Fetzen an der Überschiebungsfäche aufzufassen. Das Kaintal, tektonisch angelegt, folgt im allgemeinen deutlich der Streichungsänderung der Altkristallinscholle des W-Gehanges, die im S von N—S in das Kaintal hinein über SW—NO in O—W im hintersten Kaintal verläuft.

## Die Altkristallinschollen.

Im wesentlichen liegen drei voneinander isolierte, größere Altkristallinschollen vor u. zw.:

1. eine im O,
2. eine im W-Gehänge des Kaintalgrabens und
3. die unmittelbar südlich des Kaintalecks.

### I. Die Scholle im Ostgehänge des Kaintalgrabens.

Sie besitzt unter den Altkristallinschollen die größte Mächtigkeit. Hangend und liegend wird sie von einer Schieferserie begleitet, deren stratigraphische Stellung anschließend besprochen werden wird. Infolge ihrer durch den Gesteinsbestand (Vormacht an grünen Schiefen) zur übrigen Grauwackenschieferserie gegebenen Unterschiede wurde die Schieferserie auf der Karte als eigenes Schichtglied derselben (besser als Einlagerung) ausgeschieden.

Mithin ergibt sich für die Scholle des O-Gehanges folgende tektonische Gliederung:

1. die Schieferserie im Liegenden,
2. die Altkristallinscholle und
3. die Schieferserie im Hangenden.

In dieser Reihenfolge gelangen die tektonischen Schichtpakete auch zur Besprechung.

#### A. Die Schieferserie im Liegenden.

##### a) Der Gesteinsbestand.

Hangend des Steinbruches nordöstlich des Dritten Dorfes sind Karbonphyllite aufgeschlossen. Sie streichen NW und liegen nahezu söhlig. Da die ungestörte Karbonserie im Steinbruch NO streicht, kann der Wechsel in der

Streichrichtung nur durch eine Störung bedingt sein. Es ist diese Annahme um so berechtigter, als im Steinbruch selbst teilweise wirre Verhältnisse auf eine solche zeigen. Ein vielfältig verfaltetes Phyllitpaket ist zwischen zwei Kalken eingeklemmt. Während die Kalkbank an der Basis des Steinbruches NW—SO streicht und saiger steht, hat die größere, u. zw. die oberste Partie des Steinbruches, das normale SW—NO-Streichen der Karbonserie mit NW-Fallen.

Das Karbon wird von Glimmerquarzit als tiefstem Schichtglied der Schieferserie überlagert. Die weiteren Lagerungsverhältnisse sowie der Gesteinsbestand der Schieferserie sind im wesentlichen nur mittels kleiner Aufschlüsse, überwiegend aber nur mit Lesestücken zu verfolgen.

Glimmerquarzit. Die lichten, seidigglänzenden, lamellierten Handstücke brechen beim Anschlagen überaus dünnblättrig. Durch blaßgrüne Streifen auf den Schichtflächen erscheinen die Gesteine verschwommen gefleckt bis schwach gestreift. Der Dünnschliff zeigt als Hauptgemengteil feinkörnigen, nrdnlösen Quarz von merklicher Kornegalierung. Im Quarzitgewebe sind verstreute Muskowit- und farblose bis blaßgrüne Chloritblättchen eingeklemmt. Muskowit und Chlorit treten aber außerdem in verfaltetem, nachträglich zerrissenem Schuppengewebe auf. Der Glimmer prägt ein deutliches Parallelgefüge. Der Chlorit dagegen liegt zwischen den Glimmerpaketen als querestränbte Blättchen. Ferner enthält das Gestein noch etwas zonaren Turmalin, einzelne spindelige Rutilite, kleinere Zirkone und Züge von Eisenhydroxyd.

Lesestücke zeigen in der Umgebung eine größere Verbreitung von Quarzgängen mit Chlorit- und Serizitnestern neben Quarz-Feldspat-Gängen an. In dem groben Quarz-Feldspat-Pflaster der letzteren stecken neben Hämatitblättchen gleichfalls Chloritnester.

Turmalinisierte Arkoseschiefer mit Kalkbeimischung. Das graue, dichte Handstück ist schieferig und bricht splitterig. Es wird von wechselnd breiten, subparallelen Quarzfasern durchzogen. Partienweise ist im Querbruch das hornfelsähnliche Grundgewebe durch kleinere Feldspatxenoblasten gesprenkelt. Die angewitterten Flächen sind löcherig u. zwar wahrscheinlich infolge des Ausbrechens kleiner Kalkklumpchen, von denen noch einzelne im Gewebe stecken. Der Dünnschliff zeigt kataklastische Struktur und ein lagig-augiges Gefüge. Die feinkörnigen, länger durchziehenden Lagen bestehen überwiegend aus schmutziggrobbraunem Turmalin neben geringen Mengen von Kleinkornquarz, Karbonat, Serzit und Chlorit. Die Augen bildet ein grobes, verzahntes Pflaster von Feldspat, Quarz und Karbonat. Außerdem treten Albitoligoklase als postkristallin deformierte Porphyroblasten auf. Einzelne Plagioklase haben einen Kranz von Quarzmörtel, der jedoch eine Art Streckungshof darstellen dürfte. In mehreren Fällen deuten klare, blastische Ränder an den Feldspäten auf Ausheilung. Als Plagioklaseinschlüsse erkennt man Kalkschollen, feinst verteiltes Kalkkrustenwerk mit si, neben anderen nicht weiter bestimmbareren Einschlufmikrolithen. Die Kalkspatporphyroblasten zeigen mitunter infolge des Einschlufreichtums an Quarz Siebstruktur.

Der turmalinisierte Arkoseschiefer besitzt sicher nur ganz geringe örtliche Verbreitung. Er stellt eine kristallin regenerierte Arkose mit gewachsenem Grundgewebe und in ihm gesproßten Feldspäten dar.

Durch Zunahme in der Glimmerführung lassen sich von dem vorbeschriebenen Glimmerquarzit Übergänge zu den nun im Hangenden folgenden glimmerschieferigen bis phyllitischen Gesteinstypen feststellen.

Phyllitischer Glimmerschiefer mit Chloritgehalt. Der reiche Glimmergehalt verleiht dem grüngrauen, runzeligblättrigem Handstück phyllitischen Charakter. Der Querbruch zeigt Feinfältelung des Glimmergewebes und die Zwischenschaltung von limonitischen Krusten. Im Dünnschliff liegt ein Grundgewebe von Quarz, Glimmer und Chlorit mit bemerkenswert reicher Erzführung vor. Muskowit und Chlorit treten häufiger als gestauchgefältete und zerrissene Strähne, zum Teil auch als wirre Knäuel hervor. In geringer Menge tritt Biotit mit Chloriträndern auf. Der klein- und gleichkörnige Quarz, verzahnt mit wenig Feldspat, bildet zumeist augige Nester, die Glimmer umfließt.

Arkoseschiefer. Das schieferige Gestein bricht plattig und zeigt auf den Schichtflächen Transversalschieferung. Längs dieser letzteren ziehen verschmierte Glimmerstreifen, in denen knotige Feldspatxenoblasten stecken. Das übrige Gesteinsgewebe ist dicht und läßt nur einige Chlorithäute erkennen. Im Dünnschliff ist ein quarzitisches Grundgewebe mit Beimengung von Feldspat, Muskowit und Chlorit zu sehen. Eine Regelung in s ist an der gleichsinnigen Streckung des undulösen, verzahnten Kleinkornquarzes und in der Anordnung der blätterigen Gemengteile und der Erzspindeln zu erkennen. Inseln größeren Quarzpfisters treten linsig hervor. Feldspate kommen in allen Kornklassen vor. Einzelne können als inverszonare Plagioklase mit einem Albitkern und einer Oligoklashülle erkannt werden. Geknickte und gebogene Lamellen deuten auf Kataklase. Im Druckschatten einzelner Porphyroblasten ist Neusprossung von Chlorit anzuführen. Ein Plagioklas besitzt einen Schachbrettalbit-Kern. Ferner sind flach gitterte Mikrokline und wenig Epidot vorhanden.

Zum vorbeschriebenen Arkoseschiefer sind nur geringfügige Unterschiede vorhanden. Auch hier liegt eine vollständig kristallin regenerierte Arkose im Kleide eines kristallinen Schiefers vor.

Am Waldrand südöstlich von Pramas sind einige Felsrippen von grauem, z. T. auch dunklem, feinkörnigem Quarzit aufgeschlossen. (Ma der Karte).

Quarzit. Die feinkörnigen bis dichten Gesteine zeigen distriktweise stärkere Verzerrung durch Magnetit, welche auf die Magnetonadel wirkt. Im Anschliff liegt ein quarzitisches Gewebe und in ihm besser kristallographisch umgrenzter Magnetit mit kennbarer, nachträglicher Kornzerbrechung vor. Ferner ist noch etwas Rutil vorhanden.

Den Quarzit durchreißen hämatitführende Quarz-Ankerit-Gänge mit Limonitkrusten. Trümmerstruktur ist deutlich erkennbar. Hämatit und Magnetit stellen bei der Dynamometamorphose aus Ankerit und Limonit hervorgegangene Bildungen dar. Einzelne Quarzite sind auf den Schichtflächen von Malachit überzogen, doch ist keine Spur eines anderen Kupfererzes zu finden.

Im Hangenden wechsellagern nun phyllitische Gesteinstypen mit Grünstein, wobei letztere herrschen.

Albit-Quarz-Chloritschiefer mit Biotitgehalt. Das grüne, schwach weißgesprenkelte, schieferige Gestein ist feinkörnig und außer Chlorit sind keine Komponenten erkennbar. Entlang des Schiefergefüges ziehen Limonitlagen. Im Dünnschliff bilden in annähernd gleicher Menge Quarz und blätterige Gemengteile (Chlorit und Biotit) ein Grundgewebe mit schwach ausgeprägtem Parallelgefüge. Der undulöse Quarz ist feinkörnig. Chlorit und Biotit sind meist eng vergesellschaftet, u. zw. in der Weise, daß der Biotit von gleichorientierten Chloritlamellen umwachsen wird. Die Feldspäte bilden im Grundgewebe etwas größere Rindlinge. Sie besitzen Einschlüsse von Chlorit und Biotit, mehr oder weniger Quarz und Limonitkrusten, neben einer feinen Fülle. Die Plagioklaslamellen sind wiederholt gebogen. Ferner ist noch Apatit vorhanden.

Im folgenden Wald beobachtet man die Verschuppung der Schieferserie mit Orthoamphiboliten (z. T. Rittingertypus). Als hangendstes Schichtglied der Schieferserie folgt ein gut aufgeschlossener, mächtigerer Grünsteinzug. Neben epidotreichen Partien ist in diesen Gesteinen die fast ständige Führung von dünnen Kalkspatbändchen zu erwähnen. Der einheitlicher zusammengesetzte Zug streicht N—50°—O und fällt 50° nach NW.

Albit-Quarz-Chloritschiefer mit Kalkführung. Das dichte, grüne Gestein ist schieferig und wird längs der Schieferung von dünnen, lichten Spatbändchen durchzogen. Als Hauptgemengteile erscheinen Plagioklas, Chlorit, Quarz und Karbonat. Der zwillinggestreifte und mitunter gitterlamellierte Kalkspat zeigt stellenweise starke Kataklase. Der Chlorit (Klinochlor) bildet in s schuppige Strähne, welche von Erz und trübem Epidot begleitet werden. In geringer Menge liegt auch Muskowit, parallel mit Chlorit verwachsen, vor. Die Albite besitzen Kalk- und Erzeinschlüsse. Sie sind als Belteroblasten entwickelt. Mechanische Zerlegung tritt an ihnen wiederholt auf.

## b) Die Lagerungsverhältnisse.

Die über dem Karbon liegende Schieferserie taucht unter die Altkristallinscholle, mit der sie an einigen Stellen verschuppt ist. Im NO löst sich über Hölli die Schieferserie allem Anscheine nach in schmalere Schuppen auf, welche in den Zug der altkristallinen Granatglimmerschiefer einspießen. Bezeichnend ist der durch die geringe Mächtigkeit der einzelnen Glieder (Quarzite, Phyllite) bedingte rasche Wechsel im Gesteinsbestand der tieferen Schichten, wie er im Felde entgegentritt. Aus den gesamten Messungen in der Schieferserie kann man entnehmen, daß diese N gegen O streicht und nach NW fällt. Im kartierten Gebiet liegt ein Verband einer gleichen Gesteinsgesellschaft nicht mehr vor. Lediglich die Grüngesteine besitzen in der zur selben Altkristallinscholle hangenden Schieferserie eine noch mächtigere Vertretung.

## B. Die Altkristallinscholle.

### a) Der Gesteinsbestand.

#### 1. Amphibolite.

Sie bilden das Hauptbauglied. In einer Arbeit (4) ist ihre Physiographie und petrogenetische Stellung ausführlicher behandelt. Es wird daher in diesem Rahmen nur das Wesentlichste zusammengefaßt.

Diaphthoritische Karinthin-Granatamphibolite mit diablastischem Gewebeanteil (Rittingertypus), grobkörnige Form. — In einem dunkelgrünen, grobfilzigen Amphibolgewebe liegen Granatporphyroblasten mit Durchmesser von meist über 3 mm. Die Granatkerne besitzen einen schmalen, weißen, mehr oder weniger regelmäßigen Hof. Typische Belegstücke für diese Form bieten die Aufschlüsse am P. 1198 des SW-Kammes der Hohenburg. Der Dünnschliff zeigt kataklastische Struktur und zwischen grobem Hornblendegebälk Granatporphyroblasten und kleinere diablastische Distrikte. Die Hornblende ist als Karinthin zu bezeichnen. Die Granaten zeigen verschieden vorgeschrittene Pseudomorphosierungsstadien. Plagioklas liegt in Trümmern als Reliktbestand und als Neubildung vor. Der Quarz stellt eine sekundäre Bildung dar. Den Rutil umsäumen Titanithöfe. Neben Ilmenit mit Leukoxenrinden kommt Magnetit vor.

Die feinkörnige Form. — Die feinkörnigen Amphibolite besitzen verschiedene Vornacht an Hornblende, in deren Gewebe zahlreiche kleine Granatporphyroblasten mit relativ breiterem, weißen Hof liegen. Der Dünnschliff zeigt ausgedehntere diablastische Bezirke. Der Karinthin läßt treffliche Kataklasten und die Granaten alle Umsetzungsstadien bis zur völligen Pseudomorphosierung erkennen. Der Granathof besteht wesentlich aus Epidot, die Granat-Pseudomorphose aus Chlorit und Epidot. Der Feldspat tritt wie in allen Amphiboliten der Scholle stark zurück und ist wieder Relikt oder Albitneubildung. Der Rutil besitzt Titanithöfe. Zum Mineralbestand tritt öfters Kalkspat, u. zw. in der Hauptsache als kluffüllende, jüngere, durch Stoffeinwanderung erfolgte Bildung.

Epidotamphibolite. — Es sind gleichfalls feinkörnige, feldspatarme Gesteine. Als Hauptgemengteile zeigt der Schliff Hornblende und Epidot. Die Hornblende besitzt braune Kerne als vordiaaphthoritische Relikte, welche von blaßgrüner Hornblende als Regenerationerscheinung umwachsen werden. Gelegentlich liegt auch merkwürdiger Chloritisierung der Hornblende vor.

Zoisitamphibolite. — Im Dünnschliff ist neben der strahlsteinartigen Hornblende etwas größerer Feldspatgehalt und reichere Führung von Klinozoisit und Zoisit neben Epidot zu nennen.

In den hangendsten Lagen der Amphibolitscholle könnten einzelne Glieder infolge größeren Feldspatgehaltes vielleicht bereits als Plagioklasamphibolite angesprochen werden. Sie entsprächen dann dem vormetamorphen, anorthositischen Gabbroflügel.

Die Untersuchung des gesamten Amphibolitbestandes der Scholle zeigt diesen als das metamorphe Abbild einer basischen Differentiationsreihe, der sich auch der Serpentin der Altkristallinscholle des W-Gehänges anschließt. Der reliktsche Mineralbestand der Karinthin-Granat-Amphibolite des Rittingertypus läßt diese Gesteine als metamorphe Produkte einer tieferen Prägungsstufe (zweite Stufe, tendierend in die dritte) feststellen. Die jüngeren, bei der Diapbithorese neugebildeten Mineralparagenesen zeigen das Streben des Gesteinsverbandes, in der Prasinitfazies ein neues Gleichgewicht zu erlangen. Es ist dies die Tendenz, der auch die übrigen Gesteinsglieder, wie die Granatglimmerschiefer der Altkristallinschollen, folgen.

## 2. Aplite.

Aplite spalten vielfach die Amphibolite auf und bändern sie mit wechselnd breitem Muster. Von migmatischer Durchdringung des alten Amphibolitbestandes durch das saure Orthomaterial kann man dagegen viel seltener, bemerkenswerter lediglich nur in den stark aufgeschuppten Amphibolit-schollen am SO-Hang des Punktes 1193 sprechen. Seiten erreicht die Mächtigkeit der Aplite die Ausdehnung eines eigengestaltigen Baugliedes. Es wären höchstens einzelne Linsen im Wald über Moralt zu erwähnen. Aus diesen Gründen unterblieb auch die Ausscheidung von Aplit auf der Karte.

Neben feinkörnigen Typen gibt es öfters auch gröber struierte. Stets haben die Aplite mit den Amphiboliten gemeinsames Schiefergepräge.

**Aplit.** Das lichte Handstück zeigt lamelliertes Gefüge aus geschwänzt gestreckten Quarzen und Feldspaten, die von verschmierten, dünnen Glimmerhäutchen umflossen werden. Im Dünnschliff ist kataklastische Struktur zu sehen. Als Mineralbestand liegt Quarz, Plagioklas, Serizit, Biotit, Apatit und Erz vor. Die Albitoligoklasen besitzen vielfach geknickte und gebogene Lamellen und stets eine wechselnd dichte Fülle innerhalb des klaren Randes. Als Füllmaterial ist Muskowit, Serizit, Klinozoisit und Epidot festzustellen. Die Fülle verdeckt oft stark das Muttermineral, besonders in den Fällen, wo eine grobe, echte Muskowitfülle vorliegt. Diese dehnt sich dann auch bis zu den Grenzen des Einzelkorns aus. Weiterer Hauptgemengteil ist undulöser Quarz. Neben grobkörnigem Pflaster liegen Streifen aus feinkörnigem Quarzgewebe parallel in s mit Glimmer und Epidot.

**Aplit.** In Handstück schließen sich die Glimmer unter besserer Ausprägung des Lagengefüges zu dünnen Häutchen, welche die aus linsigen Quarzen und Feldspaten bestehenden, lichten Bänder trennen. In Dünnschliff ist das Parallelgefüge durch schmale, die Porphyroblasten umfließende Glimmerzüge und durch in s gestreckte Quarze kenntlich. Hauptgemengteile sind Quarz und Feldspat. Der Plagioklas besitzt wieder echte Muskowitfülle; er sowie die Mikroclinporphyroblasten zeigen Kornzerscherung und nachträgliche Ausheilung durch Quarz und Epidot. Der Muskowit, mit wenig Biotit parallel verwachsen, bildet Strähne, welche von Epidotschnüren begleitet werden.

**Aplit.** Das Handstück ist einer breiten Aplitlage mit schwach ausgeprägter Schiefer-textur entnommen. Die Grenze zum Amphibolit erscheint scharf. Außerdem sieht man, daß im Amphibolit zur Aplitlage parallele, gleichfalls scharf abgegrenzte, millimeterdünne Aplitbändchen schwimmen. Der Dünnschliff zeigt kataklastische Struktur. Hauptgemengteile sind Quarz und Feldspat. Der verzahnte, undulöse und wechselnd große Quarz bildet in s Flasern, welche von Glimmer begleitet werden. Neben der echten Muskowitfülle liegen in den Plagioklasen Einschlüsse von Quarz und Epidotkrustenwerk. Akzessorisch treten Biotit, Chlorit und Großkorn-Epidot mit Orthitkernen auf.

**Aplit.** Das Handstück stammt von einer schmalen Lage im Amphibolit. Makroskopisch sind beide Gesteine scharf voneinander abgegrenzt. Der Dünnschliff zeigt jedoch, daß ein schmales, migmatischer Streifen als Salband die Grenzen zwischen beiden Gesteinen verwischt.

Innerhalb der Altkristallinschollen fehlen zur Gänze Tiefengesteine, deren Gangfolge der Aplit und der Pegmatit (letzterer nur in der Altkristallinscholle des W-Gehänges) darstellen könnte.

### 3. Quarz-Feldspat- und Quarzgänge.

Quarz-Feldspat- und Quarzgänge durchsetzen an vielen Stellen lagergangartig und scharf vom Nebengestein abgegrenzt die Amphibolite. Im Handstück fällt fast stets die starke Zertrümmerung dieser Gesteine auf. Besonders die Quarzgänge sind zerschert und in kleinere Linsen zerlegt. Es schwimmen dann wiederholt geröllartig geformte (tektonisch) Trümmer von ihnen, auf einem schmalen Streifen hintereinanderliegend, im Amphibolitgewebe. In den Klüften tritt wiederholt kleinerer, glasklarer Bergkristall auf.

Quarz-Feldspatgang. Das Handstück bietet ein grobes Mosaik von Quarz und Feldspat. Absonderungsflächen überzieht ausgeplätteter Serizit. Im Dünnschliff ist der Großkornquarz meist stark geläugt; feinkörnig tritt er dagegen in Nestern auf. Der Mikroklinperthit ist wiederholt mechanisch zerlegt und durch Quarz ausgeheilt. Er überwiegt mengenmäßig den klaren Albit. Nebengemengteil ist Epidot.

### 4. Migmatite.

Die hybride Natur dieser Gesteine ist durch das Eindringen von sauren Lösungen gegeben. Als passive Komponente liegen Amphibolite vor. Innerhalb der geschlossenen Amphibolitschollen tritt aber das saure Material fast ausschließlich nur in der vorbeschriebenen, die Bänderung erzeugenden Art auf, weshalb wir nicht von Migmatese, sondern nur von einer lagenartigen Durchsetzung sprechen können. Lediglich am SO-Hang des Punktes 1193 sieht man in den in der Glimmerschieferserie aufgeschuppten Amphiboliten Gesteine mit überaus unruhigem Bild, das bereits äußerlich die Inhomogenität des Bestandes anzeigt.

Migmatischer Amphibolit. Das Handstück bietet das Bild starker Tektonisierung des Gesteins, u. zw., abgesehen von der Aufblätterung und Zerreißen des Hornblendegebietes durch den lichten Bestand, wodurch das Bild eines Plagioklasamphibolites vortäuscht wird. Der Dünnschliff zeigt vom Amphibolitanteil: Hornblende mit schwachem Pleochroismus von farblos zu blaßgrün und  $c/z = 12^\circ$ . Sie bildet Porphyroblasten längs deren Spaltrissen in den Längsschnitten Hämatitspindeln eingelagert sind. Als Einschlüsse treten Quarz, Feldspat, Titanit und Erz auf. Trümmerstruktur ist an ihr trefflich entwickelt. Die alten Plagioklaslagen verdecken Klinoisitbesen. Das Epidotkrustennetzwerk ist wolkig geballt. Die spindeligen Titanite besitzen teilweise noch Rutilkerne. Dem Amphibolit zugeführt, erscheinen: Quarz und Plagioklas. Auch im Schliffbild ist die Aufblätterung und Zerreißen der Amphibolitunterlage in Schollen gut zu sehen.

Migmatit. Das grüngraue, feinkörnige Handstück wird von grobspätigen Kalkspatadern durchzogen. Im Dünnschliff sieht man kleine, zerfetzte Hornblenden mit vordiaiphoritischen, braunen Kernen in s schwimmen. Von ihnen sind die strahlsteinartigen Hornblenden als spätere Bildung zu trennen. Gelegentlich erfolgte aber auch bei der Umprägung Chloritisierung der Hornblende. Zum Amphibolitanteil gehören ferner kleinkrümlicher Epidot, große Titanitspindeln und der in geringer Menge vorliegende, von Klinoisitbesen durchwachsene Plagioklas. Der aplitische Stoff besteht aus Quarz, klarem oder spärlich Kalkeinschlüsse beherbergendem Albitoligoklas mit geknickten Lamellen und flau oder schärfer gemustertem Schachbrettalbit. Auch letzterer umschließt kleine Kalkschollen. Der grobspätige, zwillingslamellierte Kalk gehörte demnach bereits vor der Migmatisierung dem Amphibolitbestand an.

Von einer Aufschmelzung der Primärkomponente (Amphibolit) kann in keinem Falle gesprochen werden. Es liegt in einzelnen Bildern solchen

Ansehens nur eine graduell stärker wirksame tektonische Aufblätterung des Amphibolites vor. Besonders ist diese der Migmatisierung vorausgegangene verstärkte tektonische Aktivität bei den Amphiboliten, welche in der Glimmerschieferzone aufgeblättert sind, festzustellen und mangelt mehr oder weniger in den geschlossenen Amphibolitschollen.

### 5. Glimmerschiefergruppe.

Die Pigmentarmut reiht unsere Gesteine den Hellglimmerschiefern zu. Einem mächtigeren Komplex von ihnen begegnet man nur am SO-Abhang des Punktes 1193. Er ist auf der Karte ausgeschieden.

Zur Glimmerschiefergruppe gehörig, sind folgende Glieder zu beschreiben:

**Glimmerschiefer.** Das Handstück zeigt Lagenbau aus Quarz und Glimmer. Auf den Schichtflächen treten bis 5 mm große Knötchen, die man in der Gesellschaft mit den Granatglimmerschiefern für Granaten ansprechen möchte, hervor. Im Dünnschliff prägen Glimmerlagen, welche von Eisenhydroxyd begleitet werden, das Parallelgefüge. Neben grobblättrigem Muskowit liegt Serizit, wahrscheinlich als Anfehnungsprodukt des ersteren vor. Biotit findet sich stets nur in chloritumsäunten Resten. Der feinkörnige, undulöse Quarz bildet langgezogene Fasern in s. Die Homogenität des Gefüges stören Porphyroblasten ähnliche Gebilde, welche den makroskopischen Knötchen entsprechen. Es sind knäulige Mineralgemengsel, welche aus Quarz, Epidot, Chlorit und Plagioklas bestehen. Man wird sie als Pseudomorphosen nach Granat auffassen dürfen. Dafür spricht, daß die gleichen Mineralknäuel, doch ab und zu noch mit kleinen Granatresten in den im Verbands liegenden Granatglimmerschiefern vorliegen. Als Nebengemengteil erscheint Epidot.

Von diesen Glimmerschiefern, bzw. Granatglimmerschiefern bestehen Übergangsglieder zu phyllitischen Gesteinstypen. Solche Phyllite sind z. B. in der Altkristallinscholle des W-Gehänges am Waldrand östlich des Serpentins zu beobachten.

**Granatphyllit.** In dem grobschuppigen Handstück tritt der Quarz gegenüber dem Glimmer zurück. Im Glimmergewebe stecken bis 4 mm große Granatporphyroblasten. Im Dünnschliff umschmiegen die in s geregelten Glimmerzüge die Granatporphyroblasten. Neben Serizit herrscht Muskowit, der wiederholt zerbrochen ist. Dagegen liegt chloritisierter Biotit nur in geringer Menge vor. Der Quarz wechselt in der Größe stark. Er bildet gerne lidenförmig umgrenzte Fasern. Die Granatporphyroblasten sind durch ein regelloses Kluftwerk bis zu losen Körnerhaufen zerlegt. Mitunter ist auch der Zusammenhang der Trümmer gelöst und es schwimmen solche in s geregelt im Glimmerschuppenwerk. An einzelnen besser erhaltenen Granatporphyroblasten ist durch die Ausbildung von Zerrungshohlräumen deren Wälzung im Grundgewebe erkennbar. Die Granaten können reich an Einlagerungen von Rutil und Erz sein. Von ihren Rändern und Rissen aus greift Chloritisierung vor. In geringer Menge enthält das Gestein klaren Albit.

Der Granatphyllit steht mit dem Granatamphibolit des Rittingertypus als gemeinsames Glied derselben Altkristallinscholle in engem, geologischem Verband. Es ist daher eigenartig, daß die an den Granaten der Amphibolite so markante Epidothofbildung nie an denen der Phyllite auftritt. Es darf dies u. a. als Hinweis dafür gewertet werden, daß die Hofbildung um den Granat nicht als reine Erscheinung der Pseudomorphosierung anzusehen ist. Es wurde bereits ausgeführt (4), daß der Granathof als die Epidotfüllung eines Zerrungshohlraumes vermutet werden könnte.

**Feldspatführender Granatphyllit.** Das grane, feinschieferige Handstück zeigt den Glimmer als Hauptgemengteil, u. zw. in durchgehenden Lagen. Von den Phylliten der überlagernden Grauwackenschieferserie ist das Gestein nur durch makroskopisch stecknadelkopfgroße Granaten zu unterscheiden.

Im Dünnschliff sieht man kleingefaltete, stellenweise zerrissene Serizitsträhne. Untergeordnet tritt dazu chloritisierter Biotit, Chlorit und Muskowit. Der undulöse, feinkörnige Quarz tritt in Nestern auf. Die zahlreichen Granaten besitzen wechselnde Größe und sind wiederholt mechanisch zerlegt. Die blaßrosa Farbe überdeckt vielfach eine Limonitfahne. Die winzigen Einschlüsse sind nicht näher bestimmbar. Die Diaphthoritisierung der Granaten ist an Chloritsäumen und dem Vordringen des Chlorites längs der Risse erkennbar. Zum Mineralbestand treten noch Großkornquarz, Albit- und Schachbrettalbit-Porphyroblasten. Letztere sind von überaus feinem Flitterwerk erfüllt. Teilweise liegen auch Einschlüsse von serizitischen Kuäueln des Grundgewebes vor.

Feldspatführender Granat-Zweiglimmerschiefer. Das Handstück zeigt Flasergefüge von Quarz und Feldspat. Die Granaten bilden bis 5 mm große Porphyroblasten. Der Dünnschliff zeigt kataklastische Struktur. Muskowit und Biotit sind in s liegend, parallel verwachsen. Der Biotit besitzt Erzeinschlüsse, ferner chloritisierte Ränder und er ist parallel [001] gelb, normal [001] rotbraun. Die Glimmer werden von Chlorit, Erz (Ilmenit mit Leukoxenrinden), Rutilkernen mit Ilmenitsaum und Leukoxenrinde und von Epidotkrusten begleitet. In den Glimmerlagen steckt vornehmlich der Granat. Er zeigt diaphthoritische Umsetzung und mechanische Zerlegung. In den glimmerfreien Lagen aus Quarz liegen Albitligoklase. Sie besitzen Muskowitfülle neben Quarz- und Biotiteinschlüssen. In ihnen sind ferner nadelige Einlagerungen zu erwähnen. Da das Gestein verwandtschaftliche Züge zu den Hirscheggergneisen der Koralm aufweist, käme für sie der Verdacht von Sillimanitnadeln in Frage. Es wäre aber auch möglich, daß es sich um Apatit handelt. Apatit tritt auch als Großkorn im Gestein auf.

In den Quarz-Feldspat-Pflastern mancher dieser Typen von Glimmerschiefern ist Stoffzuwanderung zu vermuten. Als Zeugen dafür könnten in diesem Gesteinsverband noch Gesteinslagen genannt werden, welche die lagenartige Durchsetzung des Glimmerschiefers mit lichten Stoffbestand durch eine sehr deutliche Wechsellagerung von breiten, hellen und schmäleren, dunklen Streifen abbilden. Die Gesteine können dadurch den Charakter von Injektionsgneisen erlangen. Es wäre denkbar, daß die Stoffeinwanderung phasenmäßig mit jener des aplitischen Stoffes in die Amphibolite zusammenfällt.

Granatgneis mit Muskowitporphyroblasten. Es sind mattgraue, schichtig-schieferige Gesteine mit makroskopisch feinem Grundgewebe aus reichlich Quarz und wenig Glimmer, in dem millimetergroße Granatknöpfchen stecken. Der Dünnschliff zeigt Parallelgefüge und die Hauptgemengteile Quarz, Feldspat und Glimmer. Muskowit, bzw. Serizit, wenig Biotit und Epidotkörnerlagen bilden in s schmale Streifen. Die Muskowitporphyroblasten sind gebogen oder zeigen bruchstückhafte Zerlegung, bzw. Aufschuppung. Quarz tritt im Muskowit als Einschluß auf. Die lichten Lagen bestehen aus undulösem, feinkörnigem Quarz und sauren Plagioklasen mit grober Fülle von Epidot, Klinozoisit und Serizit. In diesem recht gleichmäßigen Gesteinsgewebe liegen noch Porphyroblasten von Plagioklasen und Granat. Die Feldspatporphyroblasten sind klar oder besitzen eine grobe, dichte Glimmerfülle. Die Granaten sind teilweise zerlegt und die Trümmer mechanisch in die Schieferung eingeregelt. Umsetzung in Chlorit ist zu sehen. Ferner zeigt der Schliff noch Apatit und in wesentlicher Menge Ilmenit mit Leukoxenrinden.

Dem quarzreichen Flügel der altkristallinen Schieferserie gehören noch Glimmerquarzite und schließlich Quarzite an. Sie haben innerhalb der Schollen jedoch verhältnismäßig geringe Verbreitung.

Im altkristallinen Gesteinsbestand sind noch Lydite zu erwähnen. (L der Karte.) Ihr kleines Vorkommen ist westlich von Punkt 1193 des Hohenburg-SW-Kammes, am Kamm selbst und am Hang gegen den Kaintalgraben an Lesestücken zwischen der Glimmerschieferserie und dem Amphibolitstoß zu verfolgen. Es sind dunkle, beim Anschlagen meist kleinprismatisch zerbrechende Gesteine. Fossilspuren konnten nicht entdeckt werden.

## 6. Marmore.

Die grobkristallinen, weißen, wiederholt dünnlagigen Marmore haben auf den Schichtflächen öfters merklicheren Glimmerbelag. Die Marmore treten besonders in den Amphiboliten als wechselnd mächtige Bänke, aber auch als Knödel auf. In letzteren Fällen liegt meist unreiner Marmor vor, der äußerlich häufig braun anwittert. Zwischen Amphibolit und Marmor tritt ein Übergang in der Regel derart auf, daß eine scharfe Gesteinsgrenze nicht erkennbar ist. Der Amphibolit blättert gegen den Marmor hin auf und kleine Schollen von ihm durchschwärmen innerhalb eines schmalen Streifens den letzteren. Z. T. ist aber auch im Bereich der tektonischen Grenze zwischen beiden Gesteinen Stoffwechselwirkung bei der Dynamometamorphose zu beobachten, die zur Bildung unieralartenreicher Marmore führt.

Strahlsteinmarmor. Der Dünnschliff zeigt als Hauptgemengenteil zwillingsgestreiften, gitterlamellierten Spat. Dazu tritt Hornblende, a = farblos, b = blaßgrün, c = blaugrün,  $c/z = 10^\circ$ . Als weitere Gemengteile liegen Epidot, Muskowit, Quarz, Apatit und Chlorit vor.

### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Bei Punkt 1193 des SW-Kammes der Hohenburg streichen die Schichtköpfe der Amphibolite in die Luft. Es ist N—80°—O-Streichen und flaches N-Fallen zu messen. Dem von hier gleichsinnig mit dem Böschungswinkel verlaufenden N-Fallen ist das Fehlen nahezu jeglichen Aufschlusses im Gehänge zum Kaintalgraben zuzuschreiben. Nur einmal tritt am Hang an einer verrutschten Stelle die Schichtplatte zutage und zeigt O—W-Streichen und N-Fallen. Dieselben Lagerungsverhältnisse sind dann noch im Bachbett zu beobachten. Es taucht dort die Altkristallinscholle des O-Gehänges unter das auslappende Ende von jener des W-Gehänges. Als Hauptbestand der Altkristallinscholle wurde bereits Amphibolit mit Lagen von Karinthin-Granat-Amphibolit bezeichnet. Gesteine der Glimmerschiefergruppe treten, abgesehen von der Scholle am SO-Hang des Punktes 1193, nur in geringmächtigen Spänen auf. Marmor ist außer in dünnen Lagen und Knödeln nur im Wald über Moralt als 1 m mächtige Bank auf relativ längere Strecke zu verfolgen. In der Nachbarschaft von ihr wurden bereits die Aplitlinsen erwähnt.

## C. Die Schieferserie im Hangenden.

### a) Der Gesteinsbestand.

Grüngesteine beherrschen das Bild. Man überzeugt sich davon z. B. am Fahrweg vom Kaintalgraben zum Kaintalkreuz, obwohl hier starke Überrollung durch Gesteine des Karbons vorliegt und eine viel mächtigere Ausdehnung der letzteren gegen das Kaintal vortäuscht. Zum Gesteinsbestand der Schieferserie zählen aber auch quarzitische und phyllitische Typen, die mit den Grüngesteinen als Glieder des unteren Stockwerkes der Grauwackenschieferserie verschuppt sind.

Albitführender phyllitischer Glimmerschiefer mit Chloritgehalt. Diese Gesteine sind im Bachbett des inneren Kaintales an einigen größeren Anbrüchen aufgeschlossen. Die wasserübertonnenen Schichtflächen fallen durch dunkelgrüne Streifen auf. Ein quarzreiches Gegenstück zu diesen Gesteinen wurde in der Schieferserie im Liegenden beschrieben und es wurde von ihm dort erwähnt, daß es Übergänge zu phyl-

litischen Typen besitze. Die Handstücke der Glimmerschiefer zeigen ein aus millimeterdünnen Blättern bestehendes Gefüge von Quarz und schuppigen Gemengteilen. Die im Wasser markante Grünfleckigkeit tritt am trockenen Handstück kaum in Erscheinung. Der Dünnschliff zeigt strengen Lagenbau. Muskowit, begleitet von Erzschnüren und von Apatit zieht in breiten Bändern durch. Parallel mit ihnen sind Streifen aus Chlorit mit Quarzeinstreuung verwachsen. Die lichten Lagen bestehen aus Quarz, Feldspat und zwischengeklemmtem Chlorit. Gelegentlich tritt in ihnen auch Karbonat auf. In beiden Lagen liegen Idioblasten von Magnetit.

Albit-Quarz-Chlorit-Epidotschiefer mit Hornblendegehalt. Das schieferige Handstück ist grün und dicht. Es wird von dünnen Karbonatbändchen durchzogen. Der Dünnschliff zeigt ein in s geregeltes Gewebe von Epidot, Chlorit, Hornblende, Quarz und Feldspat. Der gelblichgrüne, kleinkrümelige Epidot erscheint als Hauptgemengteil. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von farblos zu blaugrün.  $c/z = 16^\circ$ . Sie tritt eng vergesellschaftet, meist parallel orientiert mit Chlorit auf. Quarz und Feldspat liegen in annähernd gleichen Mengen vor. Das Gewebe wird längs Rissen von grobspätigem Karbonat jüngerer Bildung durchzogen.

### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Entlang des Baches und im Bachbett ist im inneren Kaintal die Schieferserie wiederholt aufgeschlossen. Sie streicht O—W und taucht mit N-Fallen unter das untere Stockwerk der Grauwackenschieferserie. Ebenso ist auch am Fahrweg aus dem Kaintal zum Kaintalkreuz die Serie am verrutschten Wegrand wiederholt anstehend und zeigt O—W-Streichen und N-Fallen. Bemerkenswert ist die wiederholte Verschuppung der Schieferserie mit altkristallinen Amphiboliten und Granatglimmerschiefern, wie sie im Wald des O-Gehänges an vielen Stellen verfolgt ist. In der Kartenskizze wurde dies durch die Einschaltung von ein paar Linsen zum Ausdruck gebracht. Unter der Stifthube ist zwischen der Schieferserie und dem unteren Stockwerk der Grauwackenschieferserie ein Karbonfetzen eingeschert.

#### Zur stratigraphischen Stellung der Schieferserie.

Die Schieferserie begleitet die Altkristallinscholle in ihrem Hangenden und Liegenden. Es liegen in der ersten Tiefenstufe vorschreitend, vollkristallin geprägte Gesteine vor. Eine fazielle Entwicklung des Karbons kommt nicht in Frage. Ebenso fällt aber auch die Parallelisierungsmöglichkeit mit dem altkristallinen Gesteinsbestand, der sich aus diaphthoritischen Gliedern zusammensetzt, wie auch mit dem im Karbon des Liesing- und Murtales eingeschuppten Grüngesteinszug weg. Von letzterem, mit dem manche Glieder makroskopisch große Ähnlichkeit besitzen, trennt sie nicht nur die diaphthoritische Natur der ersteren Gesteine, sondern auch das Fehlen von Gliedern, die im Grüngesteinszug des Karbons in großer Regelmäßigkeit vorliegen. Es sind dies Hornblendegarbenschiefer und Marmore. Die Altkristallinscholle südlich des Kaintalecks wird von einer gleichen grünen, schmalen Schieferserie begleitet. Dort ist der einzige Marmor in dieser Serie eingeschaltet. Dagegen ist die Einlagerung von Grüngesteinen (besonders Albit-Quarz-Chlorit-Schiefern) in der Grauwackenschieferserie weit verbreitet. Im Metamorphosegrad und auch im übrigen Bild stimmen diese Einlagerungen mit Gliedern der Schieferserie völlig überein, wie sich im kartierten Gebiet aus der Beschreibung solcher Glieder südwestlich vom Kampeck und vom Bauer im Ort ersehen lassen wird. Es treten diese Einlagerungen von Grüngesteinen in der Grauwackenschieferserie, wie sich schon in unserem Gebiet zeigt, nicht horizontbeständig auf. Der beschriebenen Schieferserie unseres Gebietes

kommt, wenn man sie als solche Einlagerung ansieht, insofern eine besondere Stellung zu, als sie an der Basis der Grauwackenschieferserie mit Altkristallin verschuppt auftritt. Die Verschuppung ist allerdings mit der Lage an der tektonischen Überschiebungsfäche in Zusammenhang zu bringen. Einen ausgedehnteren, im Felde in bezug auf die Grüngesteine völlig gleichen Gesteinsverband, sah ich am Toneckweg von der Kaiserau am Hang des Toneck gegen Admont längere Zeit im Streichen diesen begleiten. Er ist dort ein Schichtglied n dem von Hammer als Grauwackenschiefer kartierten Verband.

## II. Die Altkristallinscholle im Westgehänge des Kaintalgrabens.

### a) Der Gesteinsbestand.

Zu dem in der Scholle im O-Gehänge beschriebenen altkristallinen Bestand aus Amphibolit, Aplit, Migmatit, Glimmerschiefer und Marmor, tritt Serpentin und Pegmatit.

Der Serpentin fand bereits in einer Arbeit (4) eingehende Besprechung. Es wurde Antigorit- und Tremolit-Talkserpentin sowie Ophicalcit beschrieben. Zu den Gesteinen des Serpentinhofes zählen Smaragdit- und Klinochlor-schiefer. Der Serpentin stellt in der Entfaltungsreihe der Amphibolite deren vormetamorph basisches Ende dar und gravitiert wie diese bei der Diaphthorese in die erststufige Prasinitfazies. Als Zeugen dafür konnten zerrissene Mottenformen, die Bildung von Feinantigorit und die Zerbrechung und Vertalkung des Tremolites angeführt werden. Somit verbleibt nur mehr die Beschreibung des Pegmatites.

Turmalin-Pegmatit. Das kleine Vorkommen (P der Karte) ist östlich vom Kamm, der vom Dritten Dorf gegen NW zieht, ungefähr in der Höhe von 920 m aufgeschlossen. Bereits makroskopisch ist starke Zertrümmerung festzustellen. Der Pegmatit zerspringt beim Anschlagen kleinsplittiger, ja teilweise zerbröselt er. Der Turmalin steckt in Nestern und liegt teilweise nur mehr als staubig zermahlene Gemeugsel vor. Neben grobkristallinem Quarz und Feldspat gehören zum Mineralbestand bis 5 cm<sup>2</sup> große Muskowittafeln.

### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Der den anderen Altkristallinschollen fehlende Serpentin tritt am Schlag über dem Dritten Dorf in einer größeren, jedoch nirgends aufgeschlossenen Scholle auf. Durch einen Gehängerutsch und durch Röschen zur Suche von Asbest ist aber die Abgrenzung recht gut möglich. Zwei kleine Serpentinlinsen liegen ferner westlich davon am nächsten Schlag. Kleinere Serpentinblöcke findet man dann noch an verschiedenen Stellen im W-Gehänge des Kaintalgrabens. Das Hauptgestein auch dieser Altkristallinscholle ist Epidot-amphibolit, der durch Übergänge mit dem streifenweise auftretenden Karinthin-Granat-Amphibolit des Rittingertypus verbunden ist. Als Einschuppungen liegen wieder wechselnd breite Marmorlagen und Späne von Glimmerschiefern, bzw. Granatglimmerschiefern, vor. Ihr Übergang durch Glimmerzunahme einerseits und durch Phyllonitisierung andererseits zu makroskopisch phyllitisch aussehenden Typen wurde bereits erwähnt. Wo solche Gesteine an der Grenze Altkristallin-Grauwacken-Schiefer auftreten, wie an ein paar Stellen im Kaintal, ist eine Abgrenzung im Felde praktisch undurchführbar, u. zw. um so mehr, als noch Verschuppung beider Elemente am tektonischen Kontakt eintritt.

Die wenigen Aufschlüsse der Altkristallinscholle am Hang über dem Dritten Dorf und im äußeren Kaintalgraben zeigen NW-Streichen und steileres NO-Fallen. Weiter ins Kaintal schwenkt die Streichrichtung in NO mit NW-Fallen um. Daraus ist im S-Lappen der Altkristallinscholle ein gepreßter, synklinaler Bau erkennbar. Graheneinwärts reichen die altkristallinen Gesteine immer tiefer herab, so daß sie schließlich knapp über der Grahensohle anstehen. Den Kamm erreichen sie bei ungefähr 1000 m nicht mehr. An der Stelle, wo der Kaintalgraben den Knick gegen NO macht, ist die Scholle kaum noch 30 m mächtig, lappt weiterhin rasch aus und ist stärker mit Grauwackenschiefern verschuppt. Bald nach der Abzweigung des Fahrweges zum Kaintalkreuz fehlt die Altkristallinscholle im W-Gehänge vollständig.

Am Schlag über dem Dritten Dorf grenzt die Altkristallinscholle an Tertiär, u. zw. liegen an der Basis Konglomerate vor. Gegen den Ausgang des Kaintalgrabens zu ist zwischen Altkristallin und Tertiär ein Fetzen von Karbon eingeklemmt.

### III. Die Altkristallinscholle südlich vom Kaintaleck.

#### a) Der Gesteinsbestand.

Dem von den beiden anderen Schollen beschriebenen Gesteinsbestand ist kein neues Glied zuzufügen. Karinthin-Granat-Amphibolite des Rittinger-typus treten strichweise mit geringer Ausdehnung auf.

#### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Die Altkristallinscholle südlich vom Kaintaleck ist aus den Beschreibungen von Kittl und Stiny bekannt. Im kartierten Gebiet besitzt sie unter den angeführten, größeren Altkristallinschollen die geringste Ausdehnung. Es ist jedoch zu bemerken, daß sie sich über den Kamm weiter nach O erstreckt. Im allgemeinen ist in der Scholle O—W-Streichen und N-Fallen festzustellen. An der Basis ist die Scholle mit Karbon, im Hangenden mit Grauwackenschiefern verschuppt. Nach den Lesestücken scheint nördlich vom Kaintalkreuz zwischen Karbon und Altkristallin ein Span von Grauwackenschiefern einzuspießen. Er würde dem Lappen von älterem Quarzphyllit entsprechen, den Kittl in der gleichen Lage kartiert hat.

Schließlich sind noch einige kleinere Altkristallinschollen in der Umgebung der Kaintaleckscholle, deutlich von ihr als tektonische Splitter getrennt, zu erwähnen. Die größte von ihnen liegt über dem Weg knapp unter der Stifthube. Als Gesteinsbestand weist sie Amphibolit (mit Streifen von Rittinger-typus) und Marmor, u. zw. beide stark mylonitisiert, auf. Die Altkristallinscholle bildet nach W die Verlängerung jener des Kaintalecks und ist von ihr nur durch einen schmalen Streifen von Grauwackenschiefern getrennt. Eine kleinere Scholle läßt sich an Lesestücken am tieferen Weg (knapp über dem Wasserriß SO der Stifthube gegen das Kaintal) verfolgen. Der Wasserriß selbst folgt einer schwachen Störung im Streichen. Eine weitere, kleine Altkristallinscholle liegt im Karbon in der Umgehung des Berghauses. Diese Schollen gruppieren sich alle in der nächsten Umgebung um die Altkristallinscholle südlich vom Kaintaleck.

Die Kaintaleckscholle stellt, soweit die dürtigen Aufschlüsse etwas erkennen lassen, einen enggepackten, schmalen Schuppenbau aus Amphibolit

und Glimmerschiefern dar, wozu noch geringmächtige Marmorlagen treten. Dadurch, daß jeweils in die Schuppe eines dieser Gesteine wieder Späne des anderen eingeklemmt sind, ergibt sich im Bau eine Kompliziertheit, die im Kartenmaßstab nur angedeutet werden kann. Am Kamm wird die Altkristallinscholle von gefeldspateten Quarziten, bzw. Glimmerschiefern überlagert, die im W und SW den trennenden Horizont zwischen den Grauwackenschiefiern des unteren und oberen Stockwerkes bilden. Es ist demnach hier die phyllitische Basis der Grauwackenschieferserie bis auf die wenigen, vermerkten, einspießenden Späue ausgekeilt.

Die Beziehungen des Gesteinsbestandes der Kaintaleckschollen zu jenem anderer steirischer Altkristallgebiete.

Am verständlichsten wäre es, wenn die Kaintaleckschollen so wie die Altkristallinschollen im Karbon beim Edinger im Trasttal als Fetzen der Kletschachmasse aufgefaßt werden könnten. Prinzipiell kommt ja beiden als Einschuppung in der Grauwackenzone gleiche geologische Stellung zu. Es liegen auch die Schollen beim Edinger nahe der Überschiebungsfäche Karbon-Grauwacken-Schiefer. Es wurde jedoch bereits kurz auseinandergesetzt, daß im petrographischen Charakter der Gesteinsverhände beider Schollen wesentliche Unterschiede bestehen. Ebenso ist den dort gemachten Ausführungen auch zu entnehmen, daß die Kaintaleckschollen im Gegensatz zu den Schollen beim Edinger in der Kletschachmasse keine Parallele finden. Doch läßt sich letztere Feststellung, wie man aus der Literatur ersieht, nicht auch auf die östliche Fortsetzung der Kletschachmasse, den Zebceralm—Troiseckzug, ausdehnen. Es werden von dort Verhältnisse beschrieben, die recht wohl Äquivalente zum Gesteinsbestand der Kaintaleckschollen darstellen könnten. Es ist diesbezüglich anzuführen:

1. Stiny (10) schreibt über das Vorkommen der für die Kaintaleckschollen so bezeichnenden Amphibolite des Rittingertypus u. a.: „Umso interessanter ist es, daß der dritte Fundpunkt sich mitten im Floning—Zebceralm—Troiseck-Gneiszug befindet, u. zw. südlich der Scheitzenhöhe im Scheibsgraben unmittelbar bei den Alphütten auf dem Übergang nach Kindtalgraben, nordöstlich des Gscheidhofkreuzes (in der Spezialkarte fälschlich ‚Schadenhofkreuz‘ genannt).“ An anderer Stelle erwähnt Stiny (10) von der Zebcer-Alpe, u. zw. vom Rücken zwischen Pfeifer- und Schreinerkogel granatreiche Hornblendegesteine, deren rote, rundliche Querschnitte einen deutlichen Wechselwirkungssaum besitzen.

2. Nach Cornelius (2) findet man im Zug der Troiseckmasse unter anderem hochkristalline Glimmerschiefer bis Paragneise und zurücktretend granitische und aplitische Gneise und Marmore und ausnahmsweise Einlagerungen von Serpentin, verknüpft mit Amphibolit.

Es sind demnach alle Glieder des Gesteinsverbandes der Kaintaleckschollen aus dem Altkristallinuzug der Troiseckmasse bekannt. Das Vorkommen der überaus charakteristischen Amphibolite des Rittingertypus in beiden Gebieten betont die Parallele im Gesteinsbestand jedoch besonders.

Ich kann auch auf eine von mir bei der petrographischen Untersuchung der Kletschachmasse gemachte Feststellung zurückgreifen (4). Es konnte dort gezeigt werden, daß ein Teil ihres Gesteinsbestandes petrogenetische

Verwandtschaft mit Gliedern der Gleinalm-Kern-Serie zeigt. Ein anderer Komplex ließ dagegen Beziehungen zum Gesteinsverband der Koralm erkennen. Diese Erkenntnis auf die Altkristallinschollen in der Grauwackenzone übertragen, ergibt nun: Die im Karbon beim Edinger eingeschuppten Altkristallinschollen entsprechen im herrschenden Gesteinsverband der Gleinalm-Kern-Serie innerhalb der Kletschachmasse, weshalb sie auch Zweifel ausschließend als Fetzen von dieser angesprochen wurden. Es sind dies vor allem zweitstufige Amphibolite in diaphthoritischem Kleide, begleitet von Gneisgraniten und Granodioriten. Dagegen setzt ein Gesteinsverband mit Anklängen an die Koralm die Kaintaleckschollen zusammen. Es ist hier besonders auf die maskiert eklogitischen Karinthin-Granat-Amphibolite mit der Prägung an der Grenze von zweiter und dritter Stufe und auf gemeinsame Züge unserer Granatglimmerschiefer, bzw. Injektionsgneise zu den Hirscheggergneisen hinzuweisen.

Es sprechen demnach sowohl petrographische wie auch geologische Gründe dafür, daß die Kaintaleckschollen in derselben Weise wie die Altkristallinschollen im Karbon beim Edinger als abgescherte Fetzen der Kletschach-Troiseck-Masse aufzufassen sind.

Es ist als Bestätigung für diese Auffassung der Verhältnisse bezeichnend, daß die Altkristallinfetzen von derartigem Gesteinsverband in der Grauwackenzone bisher meines Wissens nur inselhaft gruppiert um die Kletschach-Troiseck-Masse bekannt sind. (Kaintaleck, Ritting bei Bruck an der Mur, während ich selbst die Altkristallinscholle beim Schrottenmayer in Tal bei Donawitz als in dieser Hinsicht von fraglicher Stellung und von diesem Gesichtspunkt aus als der weiteren Untersuchung bedürftig, bezeichnete.) Es ist zwar eine gewisse Vorsicht am Platze, da die Grauwackenzone bei Detailkartierungen immer wieder Überraschungen bietet, doch darf ich vielleicht mit einem gewissen Vorbehalt sagen, daß die weiter im W in der Grauwackenzone vorliegenden altkristallinen Gesteinsvorkommen, soweit sie mir aus eigenen Begehungen bekannt sind (Grüngesteine und Marmore im Karbon, Amphibolite am Ochsenkogel bei Radmer), nicht im geringsten Anhaltspunkte zu einem Vergleich mit der Kletschach-Troiseck-Masse bieten.

## Die Serie der Grauwackenschiefer.

Die scheinbare und stellenweise tatsächlich vorhandene Uniformität der Gesteinsglieder der Grauwackenschieferserie im Felde ist bekannt. Eine weniger mit Einzelheiten sich befassende Begehung bietet auch in unserem Gebiet als grobes Bild phyllitische und quarzitische Gesteine, zwischen denen stellenweise scheinbar feinschichtige Typen einen gewissen Übergang vermitteln. Dazu treten verschiedene Einlagerungen markanterer Gesteinsglieder, wie im kartierten Gebiet von Grüngesteinen, Konglomeraten, Chloritoidschiefern usw. Verschiedene Übergänge und Verschuppungen zwischen den Hauptgesteinsgliedern der Grauwackenschieferserie erschweren die jeweilige Abgrenzung mit dem Ziele einer näheren Gliederung derselben. Die Detailkartierung mußte aber dennoch ihr Augenmerk auf eine, wenn auch nur in größeren Zügen für das kartierte Gebiet zutreffende Gliederung lenken, um dadurch eine brauchbare Arbeitsgrundlage zu besitzen. Von diesem

Gesichtspunkte aus ließ sich der kartierte Anteil der Grauwackenschieferserie im Gebiete in folgender Weise auflösen:

Als Basis der Grauwackenschieferserie läßt sich bei der Feldbegehung ein makroskopisch durch die Vormacht an Gliedern mit mehr oder weniger phyllitischem Habitus gekennzeichnete Schichtstoß abtrennen. Es ist dies im Gebiet im allgemeinen der Zug der älteren Quarzphyllite nach Vacek und Kittl und der Phyllite unbekanntes Alters nach Stiny. Vielleicht ergibt dies auch die Parallele zum Phyllitstoß, den Hammer an der Basis der Grauwackenschiefer über den graphitführenden Schichten im Paltental als Einheit zusammenfaßt, ferner zu den Quarzphylliten Spenglers an der Basis der Grauwackenschiefer südwestlich von Etnißl und zu den phyllitischen Grauwackenschiefern auf Blatt Müzzuschlag nach Cornelius.

Überlagernd treten in Vormacht Glieder mit quarzitischem Grundgewebe auf. Daraus ergibt sich in unserem Gebiet als Arbeitsgrundlage die Gliederung der Grauwackenschieferserie in ein unteres und ein oberes Stockwerk. Für diese Gliederung war aber noch ein weiterer Grund entscheidend. Es erscheint im allgemeinen an der Grenze der beiden Stockwerke ein verhältnismäßig mächtiger Zug von mehr oder weniger gefeldspateten Glimmerschiefern. Dadurch, daß dieser nahezu durch das ganze Gebiet aufgeschlossen verfolgt werden kann und seine Handstücke charakteristisch und jederzeit gut von der begleitenden Gesteinsgesellschaft auseinandergehalten werden können, stellt er einen recht gut kenntlichen Horizont dar. Es ist jedoch dazu zu bemerken, daß die Kartierung innerhalb des oberen Stockwerkes abbricht. Das Grauwackenprofil erreicht im Gebiet erst über dem Thalerkogel beim Hieselegg seine N-Grenze. Die als Arbeitsgrundlage verwendete Gliederung der Grauwackenschieferserie ist demnach nicht nur auf das kartierte Gebiet einzuschränken, sondern umfaßt in ihm auch nur einen Teil der Serie.

## I. Das untere Stockwerk.

### a) Der Gesteinsbestand.

Im Felde erscheinen als Hauptbauglied matt silberglänzende, graue oder grüngraue, dünnblättrige, öfters verfaltete, glimmerreiche Gesteine vom Charakter eines Serizitphyllites. Bei sonst gleicher Beschaffenheit ändert sich ihr Bild schichtenweise dahin ab, daß verschmierte Biotithäute auf den welligen oder feinrunzeligen s-Flächen goldigglänzenden Schimmer erzeugen. Strichweise vermag wohl die genaue Beobachtung Übergänge von ihnen zu härteren, quarzreicheren Gliedern erkennen. In ihrem Gepräge sind sie aber nur selten und in geringer Verbreitung einem Quarzphyllit ähnlich zu bezeichnen. Schließlich erscheinen sehr geringmächtig und sehr beschränkt verbreitet kleinkonglomeratische Gesteine. Insgesamt muß dieser Gesteinsverband bei der Feldbegehung das Bild großer Einförmigkeit bieten.

Bei der Dünnschliffuntersuchung zeigt sich jedoch, daß auch Gesteine, die man im Felde kurzweg als Serizitphyllite anspricht, fast stets bereits einen beachtenswerten Quarzgehalt aufweisen. Im makroskopischen Kleide verbergen sich ausgebreitete Übergangsglieder zu glimmerschieferigen, ja selbst auch zu quarzitischen Gesteinen. In ähnlicher Weise ist in diesen Gesteinen fast durchwegs auch der Feldspatgehalt versteckt. In Handstück erweisen sich die Gesteine praktisch als feldspatfrei, die Schliffuntersuchungen

lassen jedoch Feldspatführung als weit verbreitete Erscheinung erkennen. Es liegen vielfach Belteroblasten mit prächtigem Wachstumsbild im Grundgewebe vor. Es entspricht demnach dem im unteren Stockwerk der Grauwackenschieferserie bei der Feldbegehung kurzweg als Phyllit angesprochenem Gesteinsverband bei der genaueren Untersuchung nur ein Teil des Bestandes. Der Name Serizitphyllit engt sich somit auf die dünnblättrigsten und glimmerreichsten Typen ein, die bei der mikroskopischen Untersuchung nicht weiter verfolgt wurden. Von den übrigen Gliedern sind zu beschreiben:

**Glimmerschiefer.** Das Handstück zeigt Lagenbau aus Quarz und Glimmer. Die runzelig gestriemten Schichtflächen besitzen verschmierten Biotitbelag. Der Lagenwechsel tritt auch im Dünnschliff gut in Erscheinung. Die Quarzlagen bestehen aus feinkörnigen Individuen, zu denen sich in geringer Menge Feldspat gesellt. In den Glimmerlagen liegt Serizit und Biotit, u. zw. letzterer mit angewachsenen Chloriträndern und mit Magnetiteinschlüssen vor.

**Glimmerschiefer.** Gegenüber dem vorigen besitzt das Gestein noch strengeren Lagenbau. Im Schliff liegt wieder ein Parallelgefüge von Lagen aus Quarz mit wenig Feldspat und von Lagen aus Muskowit, wenig Biotit und Chlorit vor.

Wiederholt wurden größere Aufschlüsse des unteren Stockwerkes Lage für Lage abgeklopft, um weitere äußere Kennzeichen für seine Gesteine, bzw. um markantere Gesteinstypen in ihm zu finden. Der verschmierte Biotitbelag konnte in wechselnder Stärke auf den Schichtflächen innerhalb manches Schichtstoßes als regelmäßige Erscheinung erkannt werden. Im großen Aufschluß (B der Karte) am Kamm, der vom Dritten Dorf gegen NW zieht, konnte bei ungefähr 1010 m folgende Feststellung gemacht werden: Die phyllitischen Lagen an der Basis des Aufschlusses zeigten in der Ausbildung den üblichen Biotitbelag. Einige Meter höher waren Gesteinsstreifen mit prächtigen Biotitporphyroblasten. Es handelt sich um durchschnittlich  $\frac{1}{4}$  cm<sup>2</sup> große Blättchen auf den s-Flächen. Schließlich ließ sich feststellen, daß diese in Gesteinen mit verschiedenem Gewebe steckten. Es ließen sich danach Biotitporphyroblastenführende Phyllite, -Glimmerschiefer und -Glimmerquarzite unterscheiden. Überlagernd traten wieder die Gesteine mit den verschmierten Biotithäuten auf. Der Biotit erscheint ständig paratektonisch gewachsen. Die schmalen, Biotitporphyroblasten führenden Bezirke erscheinen demnach Streifen besonderer Schonung darzustellen. In ihrem Kleide weisen diese Gesteine ein den Woiskenschiefern der Hohentauern ähnliches Bild auf.

**Albitführender Glimmerquarzit.** Im feinkörnigen, schieferigen, grauen Handstück sieht man Lagenwechsel von Quarz und dünnen Glimmerhäuten. Auf der s-Fläche ist ein dünner, verschmierter Anflug einer Biotithaut. Der Dünnschliff zeigt der Menge nach: Quarz, Muskowit, Plagioklas, Epidot, Biotit, Chlorit, Erz und Apatit. Der feinkörnige, undulöse Quarz bildet als Hauptgemengteil ein quarzitisches Grundgewebe. Die sanften, meist etwas größeren Plagioklase besitzen meist eine dichtere Fülle von Serizit und Klinkzoisit sowie gelegentlich Epidoteinschlüsse. Im Grundgewebe tritt der feinkrümelige Epidot zu Gruppen zusammen. Der Biotit besitzt einen dunklen Kern und einen nach außen hin verlassenden Rand, an welchen sich der Chlorit ansetzt. Biotit und Chlorit erscheinen allem Anscheine nach als jüngere paratektonische Bildungen. Neben Limonit liegt noch Ilmenit mit Leukoxenrinden vor.

**Albitführender Quarzit mit Biotitporphyroblasten.** Das graue, feinkörnige Handstück bricht plattig und besitzt auf den Schichtflächen Biotithäute. Der Dünnschliff zeigt ein Quarzitgewebe. Der undulöse, verzahnte Quarz ist feinkörnig und im allgemeinen von guter Kornregalierung. Eine Lage größeren Quarzkorns ist als jüngere Kluftausheilung erkennbar. Der Albit ist entweder klar oder hat wenige Einschlüsse. Neben Lamellenknickung liegt Kornzerscherung mit nachträglicher Ausheilung durch

Chlorit vor. In geringerer Menge ist Mikroklimperthit, Serizit, zonarer Apatit, Epidot und Titanit, in größerer Menge Limonit vorhanden. Als jüngere Paragenese erscheinen: Biotit, Erz und Chlorit. Der Biotit bildet Porphyroblasten und zeigt parallel [001] gelb, normal [001] braunschwarz. Die Basisblättchen zeigen abermals den dunklen Kern, der nach außen verblaßt und dort dem Chlorit zum Ansatz dient. Im Biotit liegen Erz-einschlüsse.

Die Mineralparagenese Biotit, Magnetit und Chlorit tritt in diesen Gesteinen stets auf den Schieferungs-, als den Wegsamkeitsflächen auf und steht wohl als jüngere Bildung mit Stoffeinwanderung in Zusammenhang.

Quarz-Ankeritgänge. Im Handstück sieht man ein graues Quarzgewebe, in dem vielfach limonitisierte Ankeritputzen schwimmen. Wiederholt sind aufgeblätterte, phyllitische Schmitzen eingeklemmt. Auf den Bruchflächen treten vielfach Serizit- und Chlorithäute auf. Das Quarzgewebe begleiten schließlich noch feinschnppige Chloritnester.

Diese Gangbildungen liegen innerhalb des Bereiches unserer Grauwackenschieferserie in großer Regelmäßigkeit vor. Hammer beschreibt in den Grauwackenschiefern des Palntales schmale Gänge und Adern von Quarz und Eisenkarbonat (Ankerit und Siderit), die dort Anlaß zu wenig hoffnungsvollen Schurfbauten gaben. Man wird diese Gänge, soweit ich sie z. B. auch aus dem Johnsbachtale kenne, mit unseren parallelisieren können.

Albit-Epidot-Quarz-Chloritschiefer mit Kalkspatführung. Es sind grüne, feinkörnige bis dichte Gesteine, die neben der Schichtung eine schwache Transversalschieferung erkennen lassen. Im Dünnschliff liegt ein Gewebe von Epidot, Chlorit, Plagioklas, Karbonat, Quarz und Serizit mit eingebetteten Magnetitidioblasten vor. Eine Regelung in s ist erkennbar.

Diese Gesteine sind als Scholle dem unteren Stockwerk der Grauwackenschieferserie bei der Mühle unterhalb des Gehöftes Bauer in Ört eingelagert. Durch manche Züge weisen sie Ähnlichkeit mit Gliedern der metamorphen Diabastuffbestände der Mittelsteiermark auf. Es könnte sich demnach auch hier um einen durchgreifend umgebauten Diabastuff handeln. Schließlich mag aber auch noch darauf hingewiesen werden, daß sich diese Gesteine in ihrem Aussehen eng an manche Glieder der Schieferserie, die im Kaintalgraben-Osthang beschrieben wurden, anfügen.

Im Schichtstoß des unteren Stockwerkes sind dann noch Einlagerungen von schwarzen Kieselgesteinen zu erwähnen. Sie stecken als größere Linsen zwischen den Phylliten und sind besonders gut in den Felsen östlich des Bauernhauses Obertaler im Kaintalgraben aufgeschlossen. Fossilien konnten in ihnen keine gefunden werden.

Zusammenfassend kann man die Gesteine des unteren Stockwerkes der Grauwackenschieferserie als vollmetamorphe, erststufig geprägte, kristalline Schiefer bezeichnen. Es stimmt das Untersuchungsergebnis mit jenem anderer Autoren überein, die in den Gesteinen an der Basis der Grauwackenschieferserie einen höheren Grad von Metamorphose beschreiben.

#### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Eine scharfe Trennung des unteren Stockwerkes ist weder nach oben, noch auch überall nach unten hin möglich, infolge der Verschuppung einerseits und den Übergangsgliedern im Gesteinsbestande, der bei manchen Gliedern zur Konvergenz mit solchen aus dem höheren Stockwerk führt, andererseits. Das Streichen der Serie schwankt zwischen SW—NO und O—W. Stets liegt, von Verfaltungen abgesehen, N-Fallen vor.

## II. Der Glimmerschieferzug.

Zur Beschreibung kommt aus dem Glimmerschieferzug ein Handstück, welches die Feldspatung besonders gut zeigt.

Schachbrettalbit-Augenglimmerschiefer. Das Handstück ist dünnschieferig. Der knotige Hauptbruch wird von verschmierten Glimmerhäuten überzogen. Im Querbruch ist durch milchweiße Schachbrettalbit-Porphyroblasten deutliche Augentextur zu sehen. Letztere spalten das Gefüge auf. Ihre Größe wechselt und beträgt durchschnittlich  $6 \times 2 \text{ cm}$ . Im Längsbruch treten die Feldspate als Rundlinge hervor. Im Dünnschliff sieht man porphyroblastisches Gefüge. Parallel durchziehende Glimmerlagen wechseln mit in s liegenden Quarzfasern. Die Schachbrettalbit-Porphyroblasten drängen den strengen Lagenbau auseinander. Vom Glimmer herrscht Muskowit, bzw. Serizit. Biotit tritt dagegen in geringer Menge in kleinen, mit Muskowit parallel verwachsenen Schüppchen auf. Ebenso ist auch Chlorit nur in geringer Menge vorhanden. Einzelne Zirkone fallen in den Glimmerlagen durch ihre Größe auf. Die Quarzfasern bestehen aus recht homogenem, nadellosem Kleinkorn. Es kommt aber auch Quarz als Grobkorn, u. zw. dann meist in Nestern mit Schachbrettalbit-Porphyroblasten zusammen vor. Beide können Serizitfitterwerk des Grundgewebes umschließen. Außer den Schachbrettalbit-Porphyroblasten liegen noch Mikroklinperthite und wenige, sanre Plagioklase vor. Mitunter haben die Feldspate bessere kristallographische Umgrenzung.

Der Kalifeldspat ist im Glimmerschiefergewebe dieser Gesteine unter Stoffzufuhr gewachsen und wahrscheinlich automorph schachbrettalbitisiert. Teilweise erkennt man längs den Wegsamkeitsflächen noch Zufuhrkanäle. Es reiht sich hier Feldspatknoten an Feldspatknoten. Das Gesteinsbild erreicht mitunter perlgnaisähnliches Aussehen. Die Bildungsgeschichte der Gesteine schließt mit para- bis posttektonischer Deformation.

Besonders gut ist der Glimmerschieferzug in den Felsen am Hang über dem Bauernhaus Obertaler im Kaintalgraben aufgeschlossen, wo er ungefähr 100 m Mächtigkeit besitzt, ferner westlich des Gehöftes Bauer in Ört und am Kamm südlich des Kaintalecks. Aber auch in den zwischenliegenden Strecken ist der Zug an kleinen Aufschlüssen und an den lichten, plattigen, stets mehr oder weniger gefeldspateten Handstücken im Gelände gut zu verfolgen.

Der Aufschluß westlich vom Bauer in Ört zeigt N—70°—O-Streichen und 40° NW-Fallen. Streifenweise tritt in den Gesteinen der Glimmer zurück, wodurch quarzitischer Gesteinshabitus zur Vorherrschaft gelangt. Die Feldspate bilden kleine, weiße Knöpfchen im Glimmerschiefergewebe. In die Schieferung sind Quarz-Feldspatgänge eingeschlichtet. Über- und unterlagert wird der Glimmerschieferzug durch phyllitische Gesteine des unteren Stockwerkes.

Beim Obertaler kommt dem Zug gleiche geologische Stellung zu. Es ist N—75°—O-Streichen und 20° NW-Fallen festzustellen. Quarzgänge mit Karbonatputzen, welche mit jenen des unteren Stockwerkes im Aussehen zusammentreffen, treten in größerer Zahl auf. Alle Gänge sind eingeschlichtet und das ankeritische Material ist wieder zumeist stark limonitisiert. Die gleiche Stellung weisen Quarz-Feldspatgänge auf. Schließlich können in beiden Gängen Chloritnester aus feinschuppigen Aggregaten stecken. Starke, mechanische Zertrümmerung ist fast allen Gangbildungen eigen. Sie sind in Linsen zerschert. Durch Lösung ihres Zusammenhanges erscheinen Trümmer aber auch in Form tektonischer Gerölle. Manche Bilder aus solchen Zonen sind von jenen der Rannachkonglomerate, um so mehr als die gleiche Gesteinsgewebeunterlage vorliegt, nicht zu trennen. In den Glimmerschiefern

wie auch in den Gängen sind wiederholt phyllitische Schmitzen aufgeblättert und mit ihnen in der Folge zerschert. Es besteht zwar stellenweise der Eindruck, daß die Feldspatung in der Umgebung der Quarz-Feldspatgänge stärker als im entfernteren Gewebe sei, doch zeigen genau so andere Bilder gegenteilige Verhältnisse. Es ist demnach nicht zu entscheiden, ob die Stoffzufuhr zur Feldspatung phasengleich mit den Gangbildungen angesehen werden darf, wenn dies auch sehr wahrscheinlich wäre.

Östlich vom Obertaler nimmt die Mächtigkeit des Glimmerschieferzuges rasch ab. Die gesproßten Feldspate treten als kleine Xenoblasten im Gesteinsgewebe in Erscheinung.

Im Graben, der von der Wolfsgrube (südlich des Kampeck) herabzieht, scheint der Glimmerschieferzug an einer Störung im Streichen aus der NO-Richtung nach O-W umzuschwenken und sich aufzurichten. Ersterer Erscheinung folgen auch im allgemeinen die übrigen Gesteinsschichten des inneren Kaintales.

Auf der kleinen Kuppe südlich des Kaintalecks zieht der Zug mit N—45°—W-Streichen und 20° NO-Fallen, ungefähr 20 m mächtig, durch. Die Schwenkung im Streichen ist demnach weitergegangen. Die Änderung im Fallen spricht jedoch für eine im westlichen, dichten Wald liegende, nicht aufgeschlossene Störung. Feldspatung ist auch hier, jedoch viel geringer, zu sehen.

Außer dem im kartierten Gebiet geschlossen verfolgbareren Glimmerschieferhorizont tritt im inneren Kaintal eine geringer mächtige Linse gleicher Gesteine innerhalb des unteren Stockwerkes eingeschaltet auf und wird wohl als tektonischer Fetzen des geschlossenen Zuges aufzufassen sein.

Es fällt mir auf, daß ich bei den verschiedensten Begehungen von Schollen der Grauwackenschieferserie bis ins Ennstal noch nirgends dem in unserem Gebiet markanten Zug von gefeldspateten Glimmerschiefern begegnete. Auch in der Literatur dieser Gebiete findet sich keine Angabe zu einem Vergleich.

### III. Das obere Stockwerk.

#### a) Der Gesteinsbestand.

Es wurde bereits im allgemeinen das Herrschen von quarzitischem Gesteinstypen mit der Zwischenschaltung von feinschichtigen und phyllitischen Gliedern beschrieben. Des weiteren ist das obere Stockwerk durch die reichere, meist gering mächtige Einlagerung von anderen, charakteristischen Gesteinsgliedern gekennzeichnet.

Feldspatführender Chloritquarzit. Das graue, feinkörnige Handstück besitzt quarzitisches Gewebe. Die Schichtflächen sind durch rötlich schimmernde, kleinere Hämatitfäsern gefleckt. Im Dünnschliff ist Quarz Hauptgemengteil und zu ihm tritt noch in bemerkenswerterer Menge Chlorit. Serizit liegt dagegen spärlich vor. Die sauren Plagioklase bilden im Gewebe etwas größere Rundlinge und besitzen eine wechselnd dichte Fülle. Die Hämatitfätschen besitzen undeutlich verschwimmende Ränder, an welche sich Chlorit ansetzt.

Hämatit und Chlorit erscheinen als jüngere Paragenese auf den s-Flächen und stellen die Parallele zur Paragenese Biotit, Chlorit, Magnetit auf den Wagsamkeitsflächen der Phyllite des unteren Stockwerkes dar.

Feldspatführender Glimmerquarzit mit Chloritgehalt. Im grün-grauen Quarzit liegen zahlreiche, zum Teil wohl ausgebildete Magnetitoktaederchen. Der Dünnschliff zeigt feinkörnigen, verzahnten Quarz als Hauptgemengteil. Die Plagioklase treten als etwas größere Rundlinge mit Einschlüssen von Serizit und Epidot auf. Muskowit, Chlorit und wenig Biotit sind meist parallel verwachsen und prägen ein undeutliches Parallelgefüge. Der feinkörnige Epidot gesellt sich zu Gruppen. Der Chlorit ist eigenartig kleinnadelig. Ferner finden sich Magnetitidioblasten.

Es ist überhaupt feststellbar, daß die quarzitischen Gesteine des oberen Stockwerkes recht häufig durch die Führung von trefflich ausgebildeten Magnetitoktaederchen wie auch durch mitunter bedeutenderen Gehalt von Epidot ausgezeichnet sind.

Feldspatführender Glimmerschiefer. Das graue, feinkörnige Handstück ist feinschieferig und zeigt dünnlagigen Wechsel von Quarz und Glimmer. Es besteht bereits eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem als „feinschichtige Grauwackenschiefer“ zusammengefaßten Gesteinstypus. Der Dünnschliff zeigt ein recht regelmäßiges Parallelgefüge von feinschuppigem Muskowit und von Quarz. In geringer Menge sind klare Feldspate, u. zw. wie in den meisten Gesteinen dieser Zone als Belteroblasten entwickelt. Dazu kommt noch Limonit und Turmalin.

Feinschichtige Grauwackenschiefer. Als Charakteristikum dieser Gesteine wird ein Bau aus breiteren, lichten und millimeterdünnen, dunkleren Lagen angesehen, welcher Wechsel quarzreicheren und tonigen bzw. glimmerigen Schichten entspricht. In dieser Zone sind aber auch Gesteinsstreifen mit umgekehrtem Bau zu finden. Kennzeichnend bleibt jedoch die Bänderung. Als weiteres äußeres Merkmal dieser Gesteine erscheint mir wegen der Häufigkeit des Auftretens eine schräg zur Schichtung verlaufende Schieferung, welche die erstere teilweise überwältigt. Dazu tritt vielfach eine Verfaltung des Schichtgefüges, die den strengen Lagenbau dieser Gesteine dann besonders schön zum Ausdruck bringt. Durch die papierdünnen, dunklen oder lichten Lagen tritt die Kleinfaltung prächtig hervor. Eine genauere Beschreibung und Untersuchung dieser Gesteine wurde zurückgestellt, weil deren eingehendere Bearbeitung von einem anderen Orte im Gange ist.

Wiederholt trifft man im oberen Stockwerk auch Schuppen serizitreicherer Gesteine (Serizitschiefer) vom Bilde jener des unteren Stockwerkes. Die Feldbegehung erweckt dabei den Eindruck, daß in diesen Zonen Verschuppung beider Gesteinsbestände vorliegt. In dieser Weise erfolgte auch die Darstellung auf der Karte. Da jedoch gelegentlich Übergänge von den serizitreichen zu quarzitischen Gesteinen beobachtet werden können, muß es sich um keine Einschuppungen handeln, sondern es kann normaler Schichtverband vorliegen.

Der damit beschriebene Gesteinsverband, mit den Variationen von quarzärmeren und quarzreicheren Gliedern und unter Einschluß der durch den strengen Lagenbau besonders gekennzeichneten feinschichtigen Grauwackenschiefern, stellt den Hauptbestand des oberen Stockwerkes. Die weiterhin zur Beschreibung kommenden Gesteine erscheinen in ihnen als Einschaltungen von wechselnder Mächtigkeit.

Graphitphyllit mit Quarzäugen. Das Aussehen der Gesteine ist im Handstück verblüffend. Es sind dichte Gesteine, in deren Querbruch aus dem dunklen Gewebe große, weiße, porzellanartige Knoten hervortreten. Im Dünnschliff enthüllen sich die Knoten überraschenderweise als Äugen, welche aus feinkörnigem, verzahntem Quarzplasterwerk bestehen. Sie werden von einem feinschuppigen Serizit-Chloritgewebe umflossen, das stark graphitisch pigmentiert und von Limonitfäden durchzogen wird. Durch die Quarzäugen schlängeln sich veraltete, dünne Züge des graphitreichen Grundgewebes. Es dürften daher vortektonisch zwischen den graphitisch pigmentierten Glimmerlagen Quarzfasern vorgelegen sein, welche durch Zerschering die geröllähnliche Augenform erhielten.

Das Gestein ist am Osthang des Windecks an spärlichen Lesestücken verfolgbar und tritt wahrscheinlich nur als geringmächtiger Span auf. Ich vermute in ihm die Einschuppung eines von dem im Hangenden des kartierten Gebietes im Treffninggraben folgenden, stark tektonisierten Silurschiefers. Die gleiche Stellung könnte auch den nächst beschriebenen Graphitquarziten zukommen.

**Graphitquarzit.** Die plattig brechenden Handstücke färben stark ab. Zum Teil sind sie durch dünne, ausgebügelte Quarzbänder gestreift. Meist durchsetzt sie aber außerdem die kieselige Substanz gleichmäßiger.

Graphitquarzite sind im oberen Stockwerk wiederholt als schmalere Züge verfolgbar und teilweise auf der Karte ausgeschieden. Die Ähnlichkeit mit den im Treffninggraben den Schichtstoß überlagernden Silurschiefiern ist unverkennbar. Eine kleine Halde in einem dieser Züge läßt vermuten, daß der Graphitquarzit Anlaß zu Schurfarbeiten gab. Eine Vererzung war nirgends feststellbar. Es liegen jedoch die gleichen Gesteine, u. zw. in derselben geologischen Position wie in der nahen Schirgurken vor, von denen Matz Kiesvererzung beschreibt. Es wäre denkbar, daß ähnliche Hoffnungen hier den Anstoß zur Suche gaben.

**Chloritoidschiefer.** Die Handstücke zeigen ein feinschuppiges, glimmerreiches Schiefergewebe. Es wird von dünnen Quarzlagen durchzogen. In ihm liegen in wechselnder Dicke schwarzgrüne Chloritoidporphyroblasten. Der Dünnschliff zeigt ein ausgezeichnetes Parallelgefüge des Glimmergewebes aus Muskowit und Serizit, mit wenig Chlorit. Es wird von Erzpartikelchen gespickt und durch Limonitfahnen verschleiert. Die Chloritoidporphyroblasten besitzen die gleichen Erzpartikelchen in größerer Menge als Einschlüsse. a = olivgrün, b = blaßblau und c = farblos. Die Längsschnitte zeigen vielfach Zwillinglamellen. Teilweise sind die Porphyroblasten dem Gefüge eingeregelt, teilweise durchspießen sie aber dieses quer und blättern es auf. Es läßt sich demnach para- bis posttektonisches Wachstum erkennen.

Man darf gewissermaßen von den Chloritoidschiefeln als einem recht regelmäßig in der Grauwackenschieferserie auftretendem Schichtglied sprechen. Als Zeugen dafür sind weitere Vorkommen in unserer Umgebung am Traidersberg und bei Kammern, in der Beschreibung von Heritsch vom Hang der Treffneralpe gegen Johnsbach und vom Kamm Grünangertörl gegen das Hinkareck, ferner die Funde durch Hammer am Kalblingatterl und im Karrenweg nördlich von Rötelstein bei Admont. In der Ausbildung sind diese Chloritoidschiefer von jenen im Karbon (4) und im Altkristallin (4), innerhalb der Grauwackenzone, wohl zu unterscheiden.

Am Osthang des Windecks tritt im oberen Stockwerk eine größere Scholle von Gneisaplit bzw. von injizierten Schiefeln auf. Sie wird in größerer Zahl von Quarzgängen mit Eisenglanzblättchen und Chloritnestern begleitet. Auffallend sind in ihnen ferner noch wiederholt größere Epidotklumpen. Ein genetischer Zusammenhang zwischen Gneisaplit und Quarzgängen ist wahrscheinlich. Schmalere und breitere Epidotschnüre durchziehen auch wiederholt die Aplit.

**Epidotführender Gneisaplit.** Das gelblichgrüne Gestein ist feinkörnig und besitzt schwaches Schiefergepräge. Der Dünnschliff zeigt die Gemengteile: Quarz, Feldspat, Epidot, Serizit, Chlorit und Erz. Im auffallend gleichmäßig feinkörnigen Grundgewebe liegen außer den Grundgewebefeldspaten auch Porphyroblasten mit spärlichen Einschlüssen von Serizit und Epidot. Stellenweise ballen sich Epidot, Serizit und Quarz schlierenartig zusammen.

Gneisaplit. Das graue Handstück zeigt dieselbe Feinkörnigkeit, jedoch deutlichere Schieferung. Unterscheidend tritt im Schliß ein Parallelgefüge von Glimmerzügen und der Mangel an Epidot hervor.

Eine Parallele dürften diese Aplite in den von Hammer beschriebenen Aplitvorkommen in den Grauwackenschiefern des Büschendorfer- und Bärndorfergrabens und den aplitischen Schiefen am Sonnenberg im Paltental finden; ob sich auch die (z. T. Riebeckit- und Ägirin führenden) aplitischen Gneise der Silberbergserie auf Blatt Mürzzuschlag anschließen lassen, muß die Zukunft lehren.

Schließlich treten noch am Nordrand des kartierten Gebietes in den Grauwackenschiefern einige kleinere und eine mächtigere Einlagerung von Grüngestein auf.

Quarz-Epidot-Chloritschiefer. Die grünen, dichten Gesteine werden von dünneren und dickeren Kalkbändern durchzogen. Die Schichtflächen bedecken braune Karbonatkrusten. Im Dünnschliß liegt ein feinkörniges Grundgewebe vor. Der klein-krümelige, gelblichgrüne Epidot, begleitet von Chlorit und wenig Serizit zieht in parallelen Schnüren durch das Gestein. Dazwischen liegen Quarzfasern. Der Feldspat tritt mengenmäßig zurück. Er bildet in der Regel etwas größere Rundlinge oder Porphyroblasten. An letzteren fällt die quere Stellung, welche das Gefüge zerreißt, auf. Es erscheinen mitunter die Albitogoklase im gelockerten Gewebe gedreht, wofür die Zerrungshohlräume sprechen, welche von groblätterigem Chlorit und stengeligem Quarz erfüllt sind. Das Karbonat durchsetzt einerseits gleichmäßig das Gewebe, tritt aber anderseits in der Hauptmenge als Füllmasse von Gesteinsrissen auf.

Es wurde bereits betont, daß die Grüngesteine (meist Albit-Quarz-Chloritschiefer) eine regelmäßige Einlagerung in den Grauwackenschiefern darstellen. Sie werden in der gleichen Position u. a. von Hammer im Paltental und von Cornelius auf Blatt Mürzzuschlag verzeichnet. Bemerkenswert ist in diesen Gesteinen das nahezu konstante Vorhandensein von Kalkbändchen, u. zw. aus dem Grunde, weil die Grauwackenschieferserie als solche, durch das gänzliche Fehlen von Kalk als normalem Schichtglied gekennzeichnet ist.

#### b) Die Lagerungsverhältnisse.

Das Streichen ist auch innerhalb des oberen Stockwerkes SW-NO bis O-W und das Fallen NW bis N gerichtet. Da die Serie flach in den Berg hineinfällt, ist am Nordwesthang, also jenseits des Kammes, dieselbe Schichtfolge zu erwarten, weshalb hier die Kartierung abgebrochen wurde. Gegen den Treffninggraben wird die Serie, wie auch aus der Karte von Stiny zu ersehen ist, von Silurschiefern überlagert. Es kann jedoch aus den paar Messungen nicht entschieden werden, ob tektonische Auflagerung vorhanden ist.

Im Grad der Metamorphose kann innerhalb des kartierten Gebietes im Gesteinsbestand des oberen Stockwerkes keine Abnahme verzeichnet werden. Auch hier besitzen die vollkristallinen Schiefer ein gewachsenes, vollregeneriertes Grundgewebe mit gesproßten Feldspatbellerblasten.

Zu Dank bin ich meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Angel (Graz) für die Förderung der Arbeit, Herrn Prof. Petraschek (Leoben) für die Erlaubnis der Benützung der Institutseinrichtungen, und Herrn Dr. Metz (Leoben) für die Überlassung von Material verpflichtet.

## Schrifttum.

1. F. Angel, Über gabbroide Kerne aus den Hochlantschdiabasen. Zentralbl. f. Mineral. etc. 1931. — Die Gesteine der Umgebung von Leutschach und Arnfels in Steiermark. Jb. G. B. A. Wien, 1933. — Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. 1932. — Gesteine der Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. 1924.
2. H. P. Cornelius, Geologisches Spezialkartenblatt. Mürtzzuschlag. Geolog. B. A. Wien. — Aufnahmebericht zum Blatt Mürtzzuschlag. Verh. G. B. A. Wien, 1929 und 1930.
3. W. Hammer, Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental. Jb. G. B. A. Wien, 1932. — Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. G. B. A. Wien, 1924. — Aufnahmebericht über die Grauwackenzone auf Blatt Admont-Hieflau. Verh. G. B. A. Wien, 1932.
4. L. Hauser, Der Zug der Grüngesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Zentralblatt f. Mineral. etc. 1938. — Petrographische und geologische Studien am Westende des Kletschachgneisuzuges. Zentralblatt f. Mineral. etc. 1934. — Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. — I. Serpentine und Begleiter. Verh. G. B. A. Wien, 1937. — II. Gesteine mit Granatporphyroblasten. Ebenda, 1937. — III. Die Marmore. Ebenda, 1938. — Karinthin-Granatamphibolite (Rittingertypus) aus der Grauwackenzone der Umgebung von Leoben. Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt. Bd. 50/3.
5. F. Heritsch, Die Trofaiachlinie. Verh. G. B. A. Wien, 1911. — Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steiermark. 1911. — Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstl. Alpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. 1909.
6. G. Hiebleitner, Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jb. G. B. A. Wien, 1931.
7. E. Kittl, Ein neues Talklager auf der Hohenburg zwischen Oberdorf a. d. Lamming und Trofaiach. Verh. G. B. A. Wien, 1919. — Das Magnesitlager Hohenburg zwischen Trofaiach und Oberdorf a. d. Lamming. Verh. G. B. A. Wien, 1920.
8. K. Metz, Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenm. Monatshefte 1938. — Die Stellung von diaphthoritischem Altkristallin in der steirischen Grauwackenzone. Zentralblatt f. Mineral. etc. 1937.
9. E. Spengler, Geolog. Spezialkartenblatt Eisenerz-Aflenz-Wildalpe. G. B. A. Wien. — u. J. Stiny, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Eisenerz-Aflenz-Wildalpe. G. B. A. Wien, 1926. — Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jb. G. B. A. Wien, 1920. — Aufnahmebericht über Blatt Eisenerz-Aflenz-Wildalpe. Verh. G. B. A. Wien, 1925.
10. J. Stiny, Geolog. Spezialkartenblatt Leoben-Bruck a. d. Mur. G. B. A. Wien. — Aufnahmeberichte zum Kartenblatt Leoben-Bruck a. d. Mur. Verh. G. B. A. Wien, 1927, 1931. — Gesteine der Umgebung von Bruck a. d. Mur, Feldbach, 1917. — Zur südlichen Fortsetzung der Weyrerbögen. Verh. G. B. A. Wien, 1931.
11. H. Vettors, Die Trofaiachlinie. Verh. G. B. A. Wien, 1911.



# Geologie der BrentaGruppe.

Von John Wiebols.

Mit 1 farbigen Karte (1 : 25.000), 9 Tafeln und 5 Textabbildungen.

## Inhaltsverzeichnis.

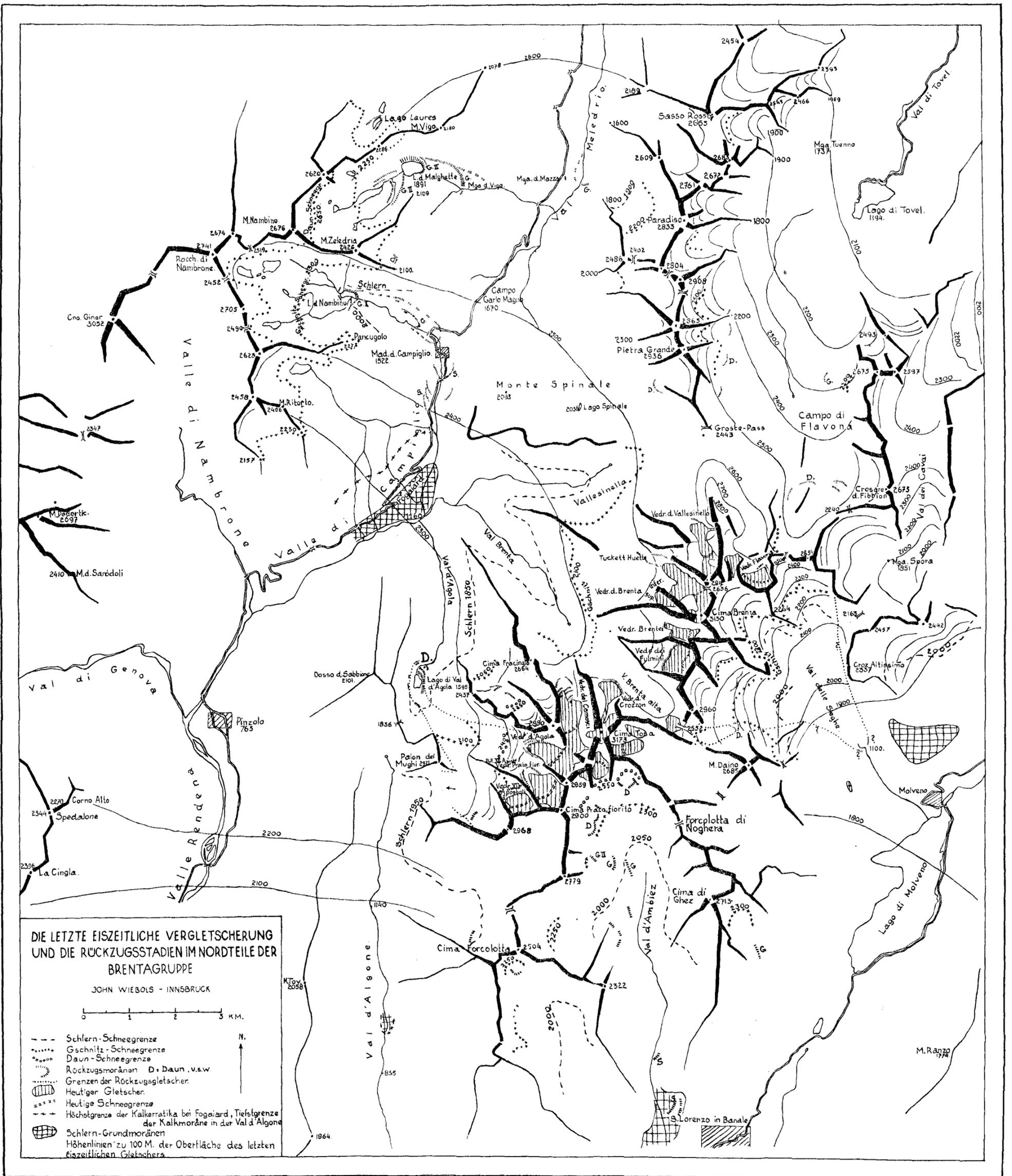
	Seite
<b>Vorwort</b> .....	262
<b>Einleitung</b> .....	263
Frühere geologische Arbeiten über das Gebiet .....	265
<b>Gesteinsbeschreibung</b> .....	266
Erstarrungsgesteine .....	266
Tonalit .....	266
Sabbione-Diorit .....	267
Kristalline Schiefer .....	267
Rendenaschiefer .....	267
Sedimentgesteine .....	269
Perm .....	269
Verrucano—Grödner Sandstein .....	269
Trias .....	271
Raibler Schichten .....	271
Hauptdolomit .....	271
Rät .....	272
Unteres Rät .....	274
Mittleres Rät .....	276
Oberes Rät .....	279
Jura .....	285
Lias .....	285
Ammonitico Rosso .....	289
Majolica .....	290
Kreide .....	290
Biancone — Untere Kreide .....	290
Scaglia — Obere Kreide .....	291
Tertiär .....	292
Eozän .....	292
<b>Tektonik</b> .....	293
Übersicht .....	293
Die einzelnen tektonischen Linien .....	293
Judikarientlinie .....	293
Vall'Agola-Linie .....	296
Val d'Algone-Linie .....	296
Pallon dei Mughi .....	296
Val Fracinglo-Linie .....	297
Vedretta dei Camosci-Linie .....	297
Pozza Tramontana-Linie .....	301
Rossati—Clamer-Linie .....	304
Motvenolinie .....	307
Gipfelstörungen .....	309

	Seite
<b>Quartär</b> .....	310
Die Eiszeiten .....	310
Prä-Würm-Vergletscherung .....	310
Oberflächenbreccien .....	314
Riß-Würm-Interglazialzeit .....	316
Würmvergletscherung .....	317
Die Lokalgletscher .....	320
Schlerngletscher .....	320
Einzugsgebiet der Sarca .....	320
Nambinogletscher .....	324
Val d'Algone .....	325
Val d'Ambiez .....	325
Val delle Seghe .....	327
Val di Centonian .....	328
Gschnitzgletscher .....	329
Val delle Malghette .....	329
Nambinogletscher .....	329
Val Gelada .....	330
Val d'Ambiez .....	330
Val Dore .....	330
Daungletscher .....	330
Val Agola .....	330
Campo Flavona .....	330
Pietra Grande .....	331
Die hentigen Gletscher .....	331
Verstürzte Korrosionsreste („Bergsturzbildungen“) .....	332
Bergstürze .....	334
<b>Morphologie</b> .....	336
Hebungsweise Formentwicklung und glaziale Überformung .....	336
Die Gipelflur .....	336
Die Verflachungen .....	337
Selektive Formentwicklung .....	343
Störungslinien und Oberflächenformen .....	345
<b>Nutzbare Mineralien</b> .....	347
<b>Zusammenfassung</b> .....	347
<b>Schriftenverzeichnis</b> .....	349

## Vorwort.

Im Frühjahr 1935 wurde mir von meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. R. v. Klebelsberg, die Geologie des Nordteiles der Brentagruppe als Dissertationsthema zugewiesen. Die vorliegende Arbeit enthält die Ergebnisse meiner geologischen Aufnahmestätigkeit in diesem geologisch und landschaftlich so schönen und interessanten Gebiet.

Für die Anregung und Förderung der Arbeit bin ich Prof. v. Klebelsberg zu großem Dank verpflichtet. Auch Prof. Dr. B. Sander, Innsbruck, danke ich für das rege Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegengebracht hat. Viel Entgegenkommen und Hilfe erfuhr ich ferner seitens Reg.-Rat Oberst a. D. Dr. R. R. v. Srbik und der Assistenten des Geologisch-Paläontologischen und des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Innsbruck, Dr. G. Mutschlechner, Dr. W. Heissel, Dr. O. Graf Schmidegg und



Dr. J. Ladurner. Besonders herzlich danke ich meinem Freunde Werner Heissel für die ständige Hilfsbereitschaft, die er mir angedeihen ließ.

Der Deutsche Alpenverein stellte hereitwilligst die topographische Unterlage, die von L. Aegerter aufgenommene schöne Brentakarte, zur Verfügung und gewährte mir eine Subvention für einen Teil der Aufnahme. Außerdem hat derselbe die Kosten der Lichtdrucktafeln zum Teil getragen. Die Nederlandsche Alpenvereeniging übernahm in großzügiger Weise die Kosten für den Druck der Karte und ermöglichte damit das Erscheinen der Arbeit. Beiden Vereinen spreche ich auch an dieser Stelle meinen gezielenden Dank aus.

Zum Schlusse sei allen denen gedankt, die sonst in irgendeiner Weise am Zustandekommen dieser Arbeit beteiligt waren.

Wien, am 14. Dezember 1938.

## Einleitung.

Die vorliegende Arbeit behandelt das Gebiet der von L. Aegerter aufgenommenen Brentakarte des D. u. Ö. Alpenvereines. Ursprünglich umfaßte die Aufgabe nur den N-Teil dieser Karte bis zu einer über die Cima Tosa verlaufenden E—W-Linie als S-Grenze und die Mulde von Molveno; hier wurde die geologische Aufnahme in den Jahren 1935 und 1936 durchgeführt.

Der übrige Teil der Karte war im Jahre 1930 von Dr. L. van Houten aufgenommen worden. Es bestand die Absicht, beide Gebiete zusammen zu veröffentlichen. Beim Übertragen der Ergebnisse Dr. van Houtens auf die Alpenvereinskarte (Dr. van Houten hatte als Unterlage die italienischen Tavolette Cima Tosa, Stenico und Pinzolo benützt) ergaben sich jedoch, wenn schon in der Hauptsache beide Aufnahmen gut aneinanderschlossen, Unterschiede, die es notwendig machten, dieses Gebiet noch einmal zu begehen. Ich wurde von Prof. v. Klebelsberg damit beauftragt und führte die Begehung im Sommer 1937 mit Unterstützung durch den D. u. Ö. Alpenverein durch. Meine Ergebnisse weichen in mancher Hinsicht von denen Dr. van Houtens ab. Die vorliegende Karte enthält meine Ergebnisse.

Die Brentakarte des D. u. Ö. Alpenvereines umfaßt nicht das ganze Gebiet der Brentagruppe. Diese wird begrenzt im N vom Nocefluß (Dimaro—Cles), im E vom Nocefluß (Cles—Crescino) und von der Tiefenlinie Spor Maggiore—Andalo—Molvenosee—Bondaibach, im S von der Sarca (von der Bondaimündung bis Tione), im W von der Sarca (Tione—Pinzolo), Val Nambino-Sattel von Campiglio—Meledriobach. Die N-, W-, S- und SW-Ausläufer kommen auf der Karte nicht mehr zur Darstellung. Dafür ist noch ein Teil der E-Ausläufer der Presanellagruppe und eine kleine Ecke des Monte Gazza-Zuges darin aufgenommen.

Als Übersichtskarte leistete die vom Touringclub Italiano herausgegebene Karte 1:50.000 gute Dienste.

Das Gebiet hat eine Ausdehnung von rund 300 km<sup>2</sup>. Es ist stark gegliedert, was für den kartierenden Geologen einen häufigen Wechsel des Standortes notwendig macht. Gute Spazier-, Hütten- und Almwege erleichtern die Begehung. Ein Verzeichnis der Eintritt- und Standorte sowie der Unterkunftshütten und Berggasthäuser findet man in „Der Hochtourist in

den Ostalpen, VI“ (Leipzig 1930). Nur ist die darin angegebene Hütte am Monte Sabbione verfallen und ist seitdem eine schöne Hütte, Rifugio Brentei, auf der E-Seite der Val Brenta am Ausgang des Tales der Vedretta di Brentei gebaut, an der Stelle des Baito, P. 2127. Sehr wertvoll für den Touristen ist auch der Führer Dolomiti di Brenta, herausgegeben von der Società Alpinisti Tridentini.

Im Kartenbereich liegen vier Ortschaften, Madonna di Campiglio, Molveno, San Lorenzo in Banale und Moline. Madonna di Campiglio liegt in 1500 m Höhe, etwas unterhalb des Passes des Campo Carlo Magno in einem Talkessel und dient ganz dem Fremdenverkehr. Aus dem ehemaligen Kloster der Santa Madonna di Campiglio, das Lepsius (1878, S. 193) erwähnt und das damals (um 1875 herum) als Luftkurhaus diente, ist ein großes Hoteldorf geworden, durch sehr gute Autostraßen mit den angrenzenden Tälern verbunden. Autobusverbindungen führen nach N nach Bozen, nach S nach Trient. Schöne, gut gehaltene Fußwege führen in alle Richtungen. Auf der welligen mit Moränen bedeckten Paßhöhe Campo Carlo Magno, von wo aus man einen wunderbaren Blick auf den Pietra Grande-Zug genießt, steht ein Golfhotel. — Molveno (860 m) liegt sehr schön am malerischen Molvenosee. Ursprünglich war es ein Bauerndorf, jetzt entwickelt es sich mehr zu einem bescheidenen Seebad, wozu die gute Autostraße von Mezzolombardo im Etschtal am Molvenosee entlang nach Ponte delle Arche ins Sarccatal beiträgt. In der Reisezeit ist die Autobusverbindung ausreichend. — San Lorenzo in Banale ist ein echt italienisches Bauerndorf, das noch nichts von seinem ursprünglichen Charakter verloren hat; der Fremdenverkehr geht daran vorbei. — Moline ist ein kleines Gehöft, das, wie der Name schon angibt, die Wasserkraft des dort aus dem Schuttfeld von Nembia hervortretenden Bondaibaches zum Treiben von Mühlen ausnützt. Für den Verkehr hat es, seit die neue Autostraße am Hang oberhalb vorbeigeht, gar keine Bedeutung.

Andere Dauersiedlungen gibt es nicht. Der Talkessel Fogaiard wird nur vom Frühjahr bis zum Herbst bewohnt. Die vielen Almen werden erst in der zweiten Julihälfte bezogen und Anfang September wieder verlassen. Die Hütten sind im Sommer von Mitte Juni bis 20. September geöffnet, wenn auch auf Reklametafeln bekanntgegeben wird, daß sie den ganzen Monat September geöffnet bleiben. Für den vertrauensseligen Wanderer kann dies unter Umständen unangenehme Folgen haben. Die Viehwirtschaft in der oberen Val d'Algone, in den Gebäuden der verlassenen Glasfabrik, ist auch nur vom Frühjahr bis zum Herbst in Betrieb.

Die Brentagruppe ist ein Kalkhochgebirge von großer Schönheit. Besonders die zentrale Brentakette mit ihren steilen bis über 3000 m aufragenden Türmen aus hellem gelblichem Dolomit, ihren Gletschern und ihren tief eingeschnittenen Tälern ist landschaftlich großartig. Besondere Anziehungskraft hat dieses Gebiet für Kletterer, aber auch der Wanderer wird reichlich belohnt durch die wunderbare Fernsicht, den reizvollen Gegensatz zwischen grünen Wiesen und den darüber aufragenden hellen Türmen und den weiten Blick über die ausgedehnten Hochflächen. Das allgemeine Interesse der Touristen aus Madonna di Campiglio richtet sich auf dieses Gebiet. Der übrige Teil der Brenta bleibt fast ganz unbeachtet. Der Pietra Grande-Zug wird schon viel weniger besucht, und sehr gering ist die Zahl der Touristen, die den Teil südlich der Cima Tosa oder das Gebirge östlich des Campo Flavona aufsuchen.

Die Brenta ist der höchste Teil des Etschbuchtgebirges; an seinem Rand liegen vorzügliche Aussichtsberge (Monte Gallino, Cima di Ghes, Monte Rossati, Monte Brugnot und vielleicht am allerschönsten der Monte Sabbione, um nur einige der vielen zu nennen), die ihresgleichen suchen. Nicht abgelenkt durch zwischenliegende Gipfel genießt man einen nicht leicht zu übertreffenden Weithlick über das Etschtal bis hinüber zu den Dolomiten, zum Gardasee, ins Sarca- und Rendenatal, Adamello und Presanella im Hintergrund. Schutzhütten findet man in diesem Gebiet fast keine.

#### Frühere geologische Arbeiten über das Gebiet.

Die älteste geologische Karte der Brentagruppe ist enthalten in der geognostischen Karte Tirols aus dem Jahre 1852, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Die stratigraphische Gliederung ist hier noch sehr einfach und die Tektonik wird noch gar nicht berücksichtigt. Bemerkenswert sind die Eintragungen der glazialen Erratika.

Im Jahre 1864 hat Bencke seine Studie „Über den Jura in Südtirol“ veröffentlicht, 1866 gefolgt von seinem großen grundlegenden Werk „Über Trias und Jura in den Südalpen“, das ausführliche Formationsbeschreibungen enthält und im paläontologischen Teil viele neue Arten bringt. Auch wird der Versuch unternommen, zu parallelisieren zwischen den Schichten der Nordalpen und jenen der Südalpen und die auseinandergehenden Ansichten über die Triasstratigraphie der deutschen und italienischen Geologen in Übereinstimmung zu bringen. An diese Arbeit schließen sich viele andere wichtige Veröffentlichungen von Opperl, Neumayr, v. Guembel, Bittner, Böhm, v. Tausch u. a. an; sie beziehen sich zwar nicht direkt auf die Brentagruppe, sind aber als Literatur für dieses Gebiet unentbehrlich.

1878 erschien die große Arbeit „Das westliche Südtirol“ von Lepsius, die auch die Brentagruppe umfaßt. Die Kartierung erfolgte unter Berücksichtigung der neuesten Forschungsergebnisse der Stratigraphie und Paläontologie und war die erste eingehende geologische Bearbeitung des Gebietes. Jetzt ist das meiste natürlich überholt, für ihre Zeit aber war die Arbeit wirklich eine außerordentliche und staunenswerte Leistung. Das kartierte Gebiet war sehr ausgedehnt. Dabei war das Gebiet damals (vor 60 Jahren) noch in keiner Weise touristisch erschlossen, die Unterkunftsmöglichkeiten waren viel geringere. War schon dadurch das Kartieren schwieriger, auch das bildliche Festhalten wichtiger Punkte war eine umständliche Angelegenheit. Amateurphotographie gab es damals noch nicht und so mußte der kartierende Geologe von den wichtigen Stellen Skizzen machen. Ein Beweis, wie gewissenhaft Lepsius solche Skizzen ausführte, liefert eine Abbildung vom Monte Turrion basso: Seine Zeichnung stimmt genau überein mit einer Photographie, die ich vom selben Standort aus machte.

1903 erschienen die Kartenblätter der geologischen Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie Cles und Trient, aufgenommen von Vacek, was den kalkigen Teil anbelangt. Der größte Teil des Gebietes der Brentakarte liegt auf dem Kartenblatt Trient. Im Jahre 1908 erschien das Kartenblatt Bormio und Passo del Tonale von Hammer und Trener, hier ist ein allerdings winziger Teil der Brenta dargestellt. Schließlich liegt der

W-Rand des Gebietes auf der handkolorierten Karte von Stache (Blatt Tione—Monte Adamello). Die schon im Jahre 1902 erschienene geologische Karte der Tiroler und Vorarlberger Alpen von Blaas war für die Brentagruppe nach den Aufnahmergebnissen der genannten Geologen zusammengestellt.

Die geologischen Karten von Vacek fallen dadurch auf, daß fast keine Störungslinien darin eingetragen sind, und die wenigen verzeichneten ziehen ohne Rücksicht auf die Geländeformen und das Fallen der Störungsflächen geradlinig durch. Wohl erwähnt Vacek in den Erläuterungen manchmal „Bruchlinien“. Seine Abhandlung „Einige Bemerkungen zu Folgners Paganellalinie“, 1915, wirft Licht auf seine Kartierungsmethode. Er sagt: „Ich habe mich in bezug auf Bruchaufnahmen einer weitgehenden Zurückhaltung befeißigt, denn je besser man ein Terrain kennt, desto mehr wird man der Schwierigkeiten inne, welche einem sicheren Nachweis von tektonischen Linien anhaften. Ich habe daher in die vorgenannten Kartenblätter (Cles, Trient und Rovereto—Riva) nur insoweit Bruchlinien eingetragen, als man solche zweifellos sehen kann, habe dagegen die mitunter sehr wahrscheinlichen beiderseitigen Fortsetzungen solcher Störungen nur im Text anzudeuten versucht.“ Diese Zurückhaltung bei der Annahme von Störungslinien führte zu unlogischen Annahmen für andere Gebiete. Vacek nimmt z. B. am Spinalplateau keine Störungslinie an, und deshalb kann er die schwarzen unteren Rätmergel, die er oben am Plateau gesehen hat und welche er 500 m tiefer bei Madonna di Campiglio und in der Vallesinella wieder findet, nicht als die gleichen ansehen und trägt er die letzten als Raibler Schichten ein. Damit entsteht aber die Notwendigkeit, für den Hauptdolomit am Spinalplateau eine Mächtigkeit von nur 300 m anzunehmen, obwohl er sie am Crozzon di Brenta, in einer Entfernung von etwa 5 km, auf mindestens 1200 m schätzt und sonst nirgends in der Brenta ein derartig starkes Auskeilen der Hauptdolomitschichten beobachtet wurde.

Die Geologische Karte der Adamellogruppe von Salomon greift nur im NW-Teil, im Kristallin, in das Kartenblatt der Brenta ein.

Die Carta geologica delle tre Venezie, Blatt Trento, herausgegeben vom Ufficio idrografico del R. Magistrato alle acque, Venezia, enthält auch einen schmalen E-Streifen der Brentagruppe, aufgenommen von Fabiani. In den letzten Jahren sind Teilveröffentlichungen über die Geologie der Brenta erschienen von Trevisan (1935/37). Seine Auffassung über die Tektonik stimmt in der Hauptsache mit meiner überein. Unsere Kartierungen und Ausarbeitungen haben ganz unabhängig voneinander stattgefunden. In der vorliegenden Arbeit habe ich einige Male Gelegenheit genommen, zu den genannten Veröffentlichungen Stellung zu nehmen.

## Gesteinsbeschreibung.

### Erstarrungsgesteine.

#### Tonalit.

Die NW-Ecke der Karte, in die eben noch die Ansläufer der Presanella-gruppe hineinreichen, wird von Tonalit eingenommen, über den schon v. Rath (1864) und Trener (1908) berichtet haben.

Die E-Grenze des Tonalits ist in der Karte nicht überall scharf zu ziehen. Sehr scharf, nämlich tektonisch, ist sie am Pra da Lago, wo der Tonalit längs einer etwa 45° W fallenden, N—S verlaufenden Überschiebungsfläche auf den Sabbione-Diorit aufgeschoben ist. Der Aufschluß dieser Störungslinie liegt in der zweiten Runse nach W, gerechnet von der Casine Fagogne. Von der Seite des Pra da Lago her findet man diese Stelle schwierig. Die Runse ist tief eingeschnitten, in vollkommen zu weißem Grus gewordenen Sabbione-Diorit, man kann fast von grobem Sand sprechen. Der rechte Hang und der

untere Teil des linken Hanges bestehen aus diesem Material, der obere Teil des linken Hanges aus parallel geschiefertem Tonalit, der zwar auch gestört, aber doch im Vergleich zum Sabbione-Diorit noch sehr fest ist. Die Schieferung des Tonalits verläuft fast senkrecht zur Überschiebungslinie, etwa W—E. Der Einschnitt der Runse fängt an, wo die Störungslinie die Geländeoberfläche erreicht. In der östlich anschließenden Rinne findet man viele Stücke von stark zertrümmerten, dioritischen und quarzitischen Gesteinen, verkittet mit schneeweißem Kalzit. Vielleicht handelt es sich um eine Kluftausfüllung. Die Beantwortung dieser Frage liegt außerhalb meiner Aufgabe. Eine petrographische Bearbeitung wäre zu empfehlen. Wahrscheinlich ist es dasselbe Gestein wie jenes, das Salomon (1908, S. 151) in der Val Meledrio fand und als schneeweißes, ganz grobkörnigen Marmor mit Silikaten beschrieb, von dem er vermutete, daß es aus den Moränen aus dem Sulzberg stammt. In derselben Runse steht auch eine, wahrscheinlich tektonische Breccie an mit ähnlichen Komponenten, in der auch Pyrit vorkommt.

Die Störungslinie Tonalit—Sabbione-Diorit läßt sich nach S verfolgen. Zwar ist sie am Pra da Lago verdeckt durch Vegetation und Schutt, aber etwas weiter südlich, unterhalb Pozza bella, wo der Weg die Runse schneidet, ist sie wieder aufgeschlossen. Auch hier ist der Sabbione-Diorit stark zertrümmert, der Tonalit geschiefert.

Die Linie, welche den obigen mit diesem Aufschluß verbindet, ist gekennzeichnet durch vielfach sumpfiges Gelände, die Bäche vom Pra da Lago nehmen meistens an dieser Linie ihren Ursprung, der Gesteinswechsel dürfte hierfür maßgebend sein. Westlich von dieser Linie im Tonalit sieht man kein Wasser, die kleine Lache direkt südlich von der Bezeichnung „Pra da Lago“ der Karte war in den letzten Sommern auch ausgetrocknet. Auch morphologisch bildet diese Linie eine Grenze, das Gelände westlich davon ist im allgemeinen steiler als im E. Eine ähnliche morphologische Grenze läßt sich auch weiter im N, östlich vom Monte Vigo, feststellen. Etwas außerhalb der Karte zieht ein Kamm dieses Gipfels nach ENE hinunter unter starker Schuttbildung, das Gestein ist stark gestört. Ganz unvermittelt geht dieser Kamm über in die wellige Hochfläche, von der am N-Rand der Karte noch ein Stück zu sehen ist. (Besser auf der G. D. B. K.)<sup>1)</sup> Aufgeschlossen ist die Grenze leider nicht, sie liegt jedoch genau in der Verlängerung der Störungslinie am Pra da Lago. Salomon (1908, S. 149) fand weiter unten am Hang, 75 m oberhalb des letzten Kalkaufschlusses, anstehenden mylonitisierten Tonalit.

Ich habe in der Runse oberhalb Malga Folgarida bei etwa 1820 m, also sehr in der Nähe der Fundstelle Salomons, ein stark verwittertes und gestörtes Gestein anstehend gefunden, ähnlich dem Rendaschiefer aussehend. Eine petrographische Bearbeitung würde hier vielleicht Aufschluß bringen. Die Bestandteile im Dünnschliff waren: überwiegend Quarz, stark undulös, große Biotite, große Muskowite, Muskowit-, teilweise chloritisierte Biotite, wenig Plagioklas, etwas Magnetit.

Ich halte das Gestein für Rendaschiefer. Es ist möglich, daß auch Sabbione-Diorit ansteht, man kann nichts Bestimmtes darüber sagen, alles ist dicht mit Schutt und Vegetation bedeckt, Anstehendes tritt nirgends hervor. Das macht eigentlich schon wahrscheinlich, daß hier der Untergrund

<sup>1)</sup> Gruppo di Brenta-Karte.

nicht aus Tonalit besteht, denn der Tonalit bildet immer kleine Schroffen und Wände. Dies kommt sogar in der Karte zum Ausdruck. Der Hang südlich vom Monte Vigo zeigt an vielen Stellen anstehendes Gestein bis an die vermutete Störungslinie, direkt östlich davon hört das ganz auf. Das ganze Gebiet zwischen Val Meledrio und Val del'Orso zeigt nirgends Anstehendes. Das gleiche ist der Fall am Pra da Lago und südlich des Nambinotales. Im Tonalit braucht man nie nach Anstehendem zu suchen, im Diorit und im Schiefer sieht man es nur sporadisch als Aufragung sowie an der Fratta des Bogiolo oder hinter der Malga Patascos, sonst, wenn schon, nur in Bachrissen.

Nach S setzt sich der Tonalit noch fort in der Cima Pancugolo, er grenzt dort an Rendaschiefer. Ob tektonisch oder normal, weiß ich nicht. Die tiefe Rinne, welche gerade an der Stelle der Formationsgrenze verläuft, läßt wieder auf zertrümmertes Gestein, also auf eine Störungszone deuten. Es fehlen jedoch Aufschlüsse. Diese Rinne verläuft wieder gerade in der Verlängerung der Störungslinie von Pra da Lago und biegt im Nambinotal nach W um, was also einer W fallenden Überschiebungsfläche entsprechen würde.

### Sabbione-Diorit.

Dieses granitische Gestein baut den Monte Sabbione auf und tritt weiter nördlich wiederholt zwischen Tonalit und Judikarienlinie auf.

Nach Teller (1888, S. 718) ist der Sabbione-Diorit ein grob- bis mittelkörniges, selten feinkörniges Gestein, das sich durch einen reichlichen Gehalt an Kaliglimmer schon makroskopisch sehr scharf von den übrigen, fast ausschließlich biotitführenden granitischen Gesteinstypen des Adamello unterscheidet.

Der W-Teil des Monte Sabbione wird von einer Aplitzone gebildet. Ihr Verlauf wurde in großen Zügen nach Angaben von Salomon (1908, S. 154 bis 158) und Schwinner (1917) eingezeichnet. Eine Beschreibung findet man bei diesen Autoren.

Auch sonst findet man am Monte Sabbione noch viele Aplit-, Pegmatit- und Eruptivgänge, die letzteren sind meist dunkle, porphyritische Ganggesteine. Hievon gibt Schwinner (1917) eine Übersicht. Ich habe auf der Karte nicht alle diese Gänge ausgeschieden, nur den Diabasporphyrit von Vacek (1898, S. 202), östlich der Malga Movlina, eingetragen und ihn in Verbindung mit den beiden anderen Fundstellen bei Punkt 1745 und bei der Malga Stablei gebracht, welche auch Schwinner schon angibt. Die vier Fundstellen (von Punkt 1847 bis an die Benennung „Movlina“, im Aufstieg von Malga Nambi—Malga Movlina, am Saumweg bei Punkt 1745 und bei der Malga Stablei) liegen so nahe aneinander und in einer und derselben (judikarischen) Streichrichtung, daß ich diese Verbindung für berechtigt halte.

### Kristalline Schiefer.

#### Rendaschiefer.

Neben dem Sabbione-Diorit stehen im Gebiet zwischen Tonalit und Judikarienlinie schieferige Gesteine verschiedener Zusammensetzung an, welche Salomon zusammengefaßt hat unter dem Namen „Rendaschiefer“. Er

nimmt für sie sedimentäre Herkunft an. Seine petrographische Spezialarbeit über diese Gesteine ist leider nicht erschienen. Er versteht jedoch unter dem Sammelnamen Rendenaschiefer hauptsächlich:

Feinkörnige, helle Zweiglimmergneise mit vorherrschend hellen Glimmern. Graue, zweiglimmerige Glimmerschiefer mit vorherrschend Muskowit. Graue Glimmerschiefer nur mit Muskowit.

Glimmerige Phyllite.

Quarzlagenphyllite.

Muskowitquarzite.

Schwinner (1917, S. 153) fand in der Paluschlucht im Rendenaschiefer drei Porphyritgänge und einige dunkle Kontaktgesteine.

Zu der Frage, ob die Berührungsfläche zwischen dem Tonalitgneis und den Rendenaschiefern als Primärkontakt oder als Verwerfungskontakt aufzufassen ist, äußert Salomon (1908, S. 153) sich in dem Sinne, daß bei Pinzolo der Kontakt primär ist, weiter N aber, hinter Carizolo und besonders im obersten Meledriotal, sehr wahrscheinlich tektonisch.

Diese Ansichten stimmen gut überein mit meinen Beobachtungen. Ich bin auch der Meinung, daß der Tonalit und das Sabbione-Diorit-Rendenaschiefer-Paket getrennt sind durch eine westlich fallende Überschiebungsfläche. Abweichend von Salomon bin ich der Ansicht, daß sich die Überschiebungslinie nicht an der E-Seite des Monte Vigo, sondern erst weiter nördlich mit der Judikarielinie vereinigt.

Salomon (1908, S. 157) findet am W-Hang des Monte Sabbione in bestimmten Schiefervarietäten teils Staurolith, teils Andalusitkristalle, deren Menge und Größe mit Annäherung an den Diorit zunimmt. Er schließt daraus, daß der Diorit eine jüngere Intrusionsmasse ist, die die Schiefer am Kontakt verändert hat.

## Sedimentgesteine.

### Perm.

#### Verrucano und Grödner Sandstein.

In der Umgebung der Malga Movlina, Malga Stablei und Malga Nambi, also in dem Gebiet zwischen Judikarielinie und der Val d'Algone, kommen verrucanoartige Breccien, sehr grohkörnige bis feinkörnige Sandsteine und gelbgraue Sandsteine vor, die ich als „Verrucano und Grödner Sandstein“ zusammengefaßt habe. In der handkolorierten Karte von Stache deckt sich der dort eingezeichnete Grödner Sandstein teilweise damit. Vacek (1890, S. 204) beschreibt das Vorkommen dieser Gesteine am linken Hang des Rendenatals und gibt schon an, daß sie bis in die Gegend der Malga Movlina und in die oberste Val d'Algone zu verfolgen sind.

Von der Malga Nambi bis zur Malga Movlina trifft man rote und graue, grohkörnige bis konglomeratische Gesteine. Die Bestandteile im Dünn-  
schliff sind:

Hauptsächlich Quarz, ziemlich viel Chlorit, wenig Biotit, eine Grundmasse, die viel Feldspat enthält, und Einsprenglinge von Orthoklas und weniger Plagioklas. Risse sind oft ausgefüllt mit Erz.

Außerdem finden sich in den Konglomeraten Stücke kristallinen Schiefers. Auf diesem Wege sieht man von 1660—1740 *m* an Porphyrgänge. Am Weg von der Malga Movlina nach Malga Stablei herrschen anfangs noch die groben Konglomerate bis Sandsteine, aber bald erscheinen schon feinkörnige, rote und graugrüne Sandsteine, leicht verschiefert mit Glimmerschüppchen, manchmal mit deutlicher Schichtung. In der Umgebung der Malga Movlina überwiegen grobe, rote bis grünliche Konglomerate und Sandsteine. Am Weg von der Malga nach NNE stehen wieder feinere rote Sandsteine mit Einschaltungen von Glimmerschiefer und groben Konglomeraten an. Ähnliche Gesteine, manchmal sehr grob konglomeratisch, finden sich am Weg von Malga Movlina nach Malga Bandalors. Kurz vor Bandalors ist eine große aplitische Einschaltung, auch die in der Karte eingezeichneten Felswände sind Aplit. In der Nähe der Malga Bandalors ändert sich die Formation immer mehr in graue, grünlichgraue bis bräunlichgraue, feinkörnige, etwas schiefrige Sandsteine mit Glimmerschüppchen. Kurz vor Bandalors treten dann plötzlich typische tertiäre Mergel auf. Die Grenze ist nicht aufgeschlossen, ist aber sehr wahrscheinlich tektonisch. Von Punkt 1201 aufsteigend nach Malga Stablei, südlich vom Bach, bis etwa 1300 *m* herrschen grobe und feine Konglomerate und ab 1300 *m* rote und grünlichgraue, etwas schiefrige, glimmerführende Sandsteine. Eingeschaltet sind dicke, graue Sandsteinbänke bei etwa 1400 *m*, wo der Weg den Bach kreuzt, hierin viele Abdrücke von nicht näher bestimmbarern Zweischalern. Am Weg von der Malga Stablei bis Malga Nambi habe ich folgende Schichten aufgezeichnet:

Rote, feinkörnige Sandsteine.

150 *m* grüner Porphyr (anfangend etwa 200 *m* von der Malga).

50 *m* rote, etwas schieferige, feinkörnige Sandsteine.

20 *m* graue, dickgebankte Sandsteine.

200 *m* Vegetation und Schutt.

20 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

10 *m* rote, schieferige, feinkörnige Sandsteine.

40 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

10 *m* dickgebankte, rote Sandsteine.

10 *m* dickgebankte, graue Sandsteine.

70 *m* Vegetation und Schutt.

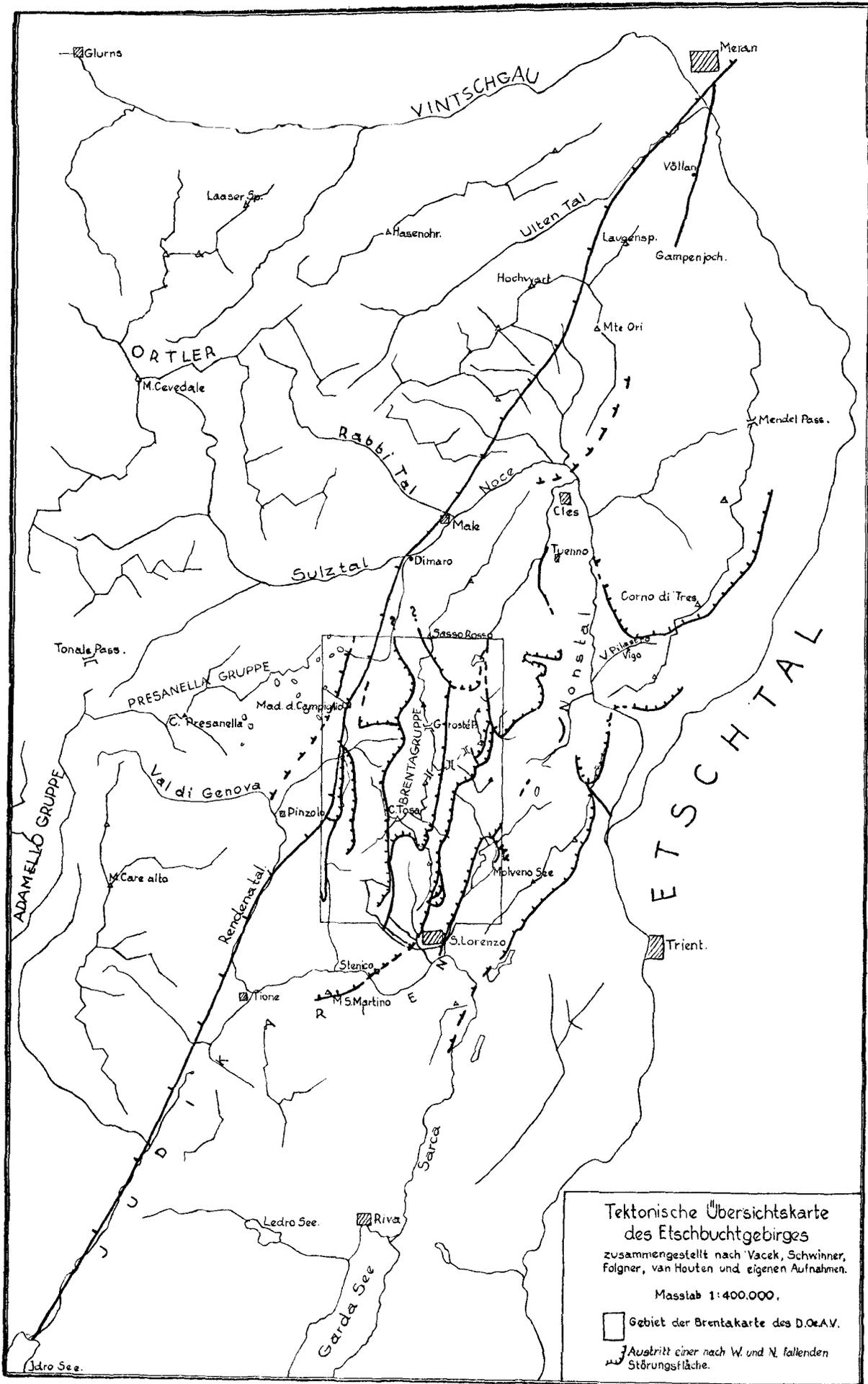
20 *m* grauer Schiefer.

usw.

Das Streichen der Schichten ist ziemlich parallel dem Weg, das Fallen ist nach N und wechselt von 30—70°. Am Weg steigt man in der Formation ab. Bei der Malga Nambi tritt wieder viel Schutt von groben Konglomeraten und Sandsteinen auf.

Eine scharfe Grenze zwischen den feinkörnigen Sandsteinen und den groben Konglomeraten kann ich nicht angeben. Im allgemeinen ist der S-Teil überwiegend feinkörnig, der N-Teil, angefangen etwas südlich der Malga Movlina, grobkörnig bis konglomeratisch.

Weiter nach S setzt sich ein schmaler Streifen dieser feinkörnigen verschieferten Sandsteine fort, eingepreßt, zwischen dolomitische Gesteine. Auch finden sich hier noch grünliche Konglomerate, so wie sie sonst mehr im N vorkommen. Der Kontakt zwischen den Sandsteinen und den dolomitischen Gesteinen ist nirgends gut aufgeschlossen. Wie die Grenze nach der Tiefe verläuft, ist unbekannt.



## Trias.

### Raibler Schichten.

Südlich von der Malga Stablei, am Weg (außerhalb der Karte) wechselt plötzlich das Gestein. Hier stehen helle, dolomitische Gesteine an, die etwas weiter südlich übergehen in bituminöse, feingeschichtete Gesteine mit schwarzer Substanz auf den Schichtflächen; letztere fallen unter erstere ein. Wenn man an der Riva di Ravizzolo absteigt, trifft man bei etwa 1400 m schwarzen Mergelkalk mit Fossilquerschnitten. Sieht man dieses dünngeschichtete, bituminöse Paket als Liegendes des Hauptdolomits an, so sind es wahrscheinlich Raibler Schichten; für den Hauptdolomit ergibt sich hier diesfalls eine Mächtigkeit von 900—1000 m. Typische Raibler Fauna wurde nicht gefunden, sowie überhaupt alle Fossilquerschnitte (Muscheln und Gastropoden) nicht näher bestimmbar waren.

### Hauptdolomit.

Der Hauptdolomit ist weitaus der wichtigste Felsbildner in der Brenta-gruppe, der ganze mittlere Teil zwischen Mondifra-Verwerfung und Flavona-aufschubung, vom Grostepaß über Cima del Groste, Cima di Brenta, Cima Tosa bis an die Forcolotta di Noghera ist ausschließlich aus diesem Gestein aufgebaut. Das Gestein ist im frischen Bruch grau, hellgrau bis weiß und wittert rau, rissig, sandig an; es ist sehr fest, grob- und feingebankt. Am Grostepaß findet man in obersten Lagen, etwa 50 m unter der Grenze Hauptdolomit—unteres Rät, eine Bank sehr fein geschichteten Dolomits. Im oberen Hauptdolomit treten auch rötliche Schichten auf, man kann manchmal sehr schön den Übergang mittels Wechsellagerung vom hellgrauen in den roten Hauptdolomit sehen. Auch treten dort brecciöse und konglomeratische Schichten auf mit stark verwitterten, nicht näher bestimmbar Fossilresten. Man sieht hier deutlich, daß es Ablagerungen in oszillierender Flachsee sind. Auch dunkle, bituminöse Schichten kommen vor. Die Grenze Hauptdolomit—unteres Rät wird gebildet von einer brecciösen Bank, die scharfkantige, bis kopfgroße Hauptdolomitstücke enthält, verkittet mit grauem oder rotem dolomitischem Schlamm. Diese Breccie tritt in der Brenta fast allgemein an der Grenze Hauptdolomit—unteres Rät auf. Einige Fundstellen sind: am Grostepaß, am Weg, der von dort nach N, nach der Val Giara führt, bei der Malga Flavona, an den Fridolinsspitzen, bei der Malga Senaso di sotto in der Val d'Ambiez. Vacek (1911/III, S. 77) beschreibt eine ähnliche „Grenzbreccie“ ... aus scharfkantigen Brocken von lichtem Hauptdolomit, die durch eine unregelmäßige, schlierige, bunte Kalkmasse verbunden wird.

Ein häufiger Bestandteil der Breccie ist der obengenannte, feingeschichtete Hauptdolomit.

Das Leitfossil *Turbo solitarius* Bencke findet man sehr oft. *Megalodon triquetus* Wulf z. B. bei Punkt 2216 am Höhenweg zwischen Stoppanihütte und Tuckethütte. Ein großer Block mit sehr schönen Megalodontenkernen lag 1935 im aperi-Teil des Gletschers an der Bocca di Brenta, ein noch viel größerer erratischer Block gleichen Gesteins am Hang oberhalb Fogaiard, eine etwa 1 m mächtige Schicht darin ist ganz erfüllt mit Megalodontenkernen.

Vacek (1898, S. 206) berichtet über das Auftreten von Schlerndolomit und Raibler Schichten in der Vallesinella und in der Val Brenta. Trevisan (1936/I, S. 4—6) ist der gleichen Ansicht und berichtet, daß in der Val Brenta und an anderen Stellen noch Raibler Schichten und Wettersteindolomit auftreten. Am Aufstieg von der Malga Brenta alta zur Brentehütte findet man jedoch im Anstehenden *Turbo solitarius* Ben, und das Gestein unterscheidet sich in nichts von dem höher oben anstehenden Hauptdolomit.

In der Val Cavai, südlich von der Bezeichnung „Sella del Montoc“, westlich vom Weg findet man korallenartige Strukturen im Gestein. Sie sind nicht bestimmbar. Am Passo del Rifugio beim Rifugio Pedrotti besteht das Gestein stellenweise aus Großoolithen bis zu 1 cm Durchmesser.

### Rät.

Die nächstjüngere Schichtfolge, das Rät, ist in der Brenta in der Hauptsache aufgebaut aus Kalken, Dolomiten und Mergeln, im Gegensatz zum Hauptdolomit, in dem kaum eine Schicht mit Salzsäure leicht aufbraust.

Wie schon Lepsius (1878, S. 101 und 115) beschrieben hat, gibt es in der Ausbildung des Räts in Südtirol zwei deutlich zu trennende Faziesbereiche, die Norigliofazies und die lombardische Fazies. Die Grenze zwischen beiden verläuft etwa in der Synklinale Nonsberg—Molvenosee—Stenico. Das Rät der lombardischen Fazies besteht an der Basis aus dunklen bis schwarzen Mergeln, abwechselnd mit grauen Dolomitbänken. Die Grenze gegen den Hauptdolomit habe ich dort angenommen, wo die ersten dunklen Kalke und Mergel, welche fast immer fossilführend sind, auftreten. Nach oben werden die Kalke immer heller, schwarze Mergel und Dolomite treten zurück, und auch die deutliche Schichtung, entstanden durch häufige Abwechslung der Kalk-, Mergel- und Dolomitbänke, verliert sich und geht über in eine grobe Bankung, bis schließlich das Gestein nur noch aus hellem Kalk besteht und grohgebankt bis massig ist. Aus der Nähe sieht man, daß sehr grohgebankte bis massig aussehende Partien doch oft eine feine Bankung zeigen. Im Gesamtbild der Wand tritt das aber nicht hervor; dies ist ein Unterschied gegen den Hauptdolomit, wo die Bankung bei Anwitterung immer deutlich hervortritt.

In der Karte wurde das Rät der lombardischen Fazies in drei nicht scharf begrenzte Schichtkomplexe gegliedert.

Der untere Teil, das „Untere Rät“, umfaßt die am stärksten terrigen beeinflussten Schichten, überwiegend schwarze Mergel und Kalke abwechselnd mit Dolomiten. Im Hochgebirge tritt diese Schichtfolge hervor durch dunkle Farbe und deutliche Schichtung. Die Mächtigkeit beträgt im N-Teil der Brenta, also im Pietra Grande-Massiv und im Zug des Monte Fibbion-Cima di S. Maria und auch in W- und S-Teilen im Durchschnitt 100 m.

Darauf folgt ein Paket, das im allgemeinen hellere Farben hat, auch deutlich geschichtet ist. Die dunklen Kalke treten zurück und helle Kalke und Dolomite werden häufiger. In der oberen Hälfte dieses Pakets kommen sehr häufig Schichten vor, die ganz erfüllt sind von Megalodonten. Dieses „Mittlere Rät“ hat gewöhnlich eine Mächtigkeit von etwa 200 m und ist, wenigstens teilweise, dem Conchodusdolomit von Stoppani gleichzustellen. Der Übergang zum „Oberem Rät“ erfolgt ganz allmählich. Das „Obere Rät“ ist ganz aus hellen Kalken aufgebaut, Mächtigkeit bis 500 m.

Diese Dreiteilung ist im Grunde die gleiche, welche Bittner (1881) macht und die den Nummern 11, 10 und 9 der Nelson Daleschen Schichttabelle entspricht. Dieser Einteilung hat sich auch Schwinner (1912) bedient. Lepsius (1878, S. 100 ff.) teilt das Rät am Monte Lannino im obersten Lorinatal in großen Zügen wie folgt ein:

Liegendes: Hauptdolomit.

1. Mergel und Plattenkalke mit *Ophiura doriae*. Mächtigkeit 400 Fuß.

2. Die echten rätischen Mergel und Tone mit *Avicula contorta*, *Bactryllien* usw., eine brackische Fauna im Uferschlamm seichter und stiller Buchten und Lagunen. Mächtigkeit 300 Fuß.

3. Die vorwiegend pelagische Fazies der Lithodendronkalke mit *Rabdophyllia clathrata* und *Terebratulina gregaria*. Mächtigkeit 500 Fuß.

Von Arthaber (1908) scheidet zwischen 2. und 3. die Azzarolaschichten von Stoppani (1860—65) aus mit *Terebratulina gregaria*, die bei Lepsius zu 3. gehören. Zwischen 3. und dem haugouden unteren Lias schaltet er den Conchodusdolomit von Stoppani mit *Conchodus* (= *Megalodon*) *infraliasicus* ein. Lepsius fand in den Dolomitbänken des Lithodendronkalkes am Monte Lannino keine Megalodonten. Der Conchodusdolomit von Stoppani ist gleich dem Grenzdolomit von Bittner.

Hangeudes: Unterer Lias mit *Ammonites Arietites Hungaricus* Hau. der Val Ledro.

Die unter 1. angeführten Mergel und Plattenkalke werden in der Brenta nirgends angetroffen. Am Grostepaß läßt Lepsius die rätischen Schichten direkt mit dem Lithodendronkalk anfangen, also mit 3., weil das Leitfossil von 2., die *Avicula contorta* Portl., nicht gefunden wurde. Der übrige Fossilbestand spricht jedoch dafür, daß hier auch noch, wenn auch nicht in der ganzen Serie, die liegenden echten Rätsschichten auftreten. Die Schichten, welche Lepsius in den unteren Lias stellt, rechne ich teilweise noch zum oberen Rät.

Die Einteilung von Lepsius für die Schichten im Lorinatal ist eine viel schärfere als die von mir angenommene. Die gute Erhaltung der Fossilien am Monte Lannino machte das möglich. In der Brenta ist die Fossilführung, abgesehen von einzelnen Stellen, viel ungünstiger. Meine Einteilung beruht, neben dem Aussehen in der Landschaft, auf dem Vorkommen der Megalodontenbänke im mittleren Rät und auf der lithologischen Beschaffenheit der Schichten. Die Megalodontenbänke erwähnt Lepsius nicht in seiner Besprechung der Rätsschichten in der Brenta. Wo er sie gesehen hat, z. B. im Talschluß der Val d'Ambiez, stellt er sie in den Hauptdolomit.

In großen Zügen stimmt jedoch mein unteres Rät mit seinen „echten rätischen Schichten“ überein und mein mittleres Rät mit seinem Lithodendronkalk. Auch die Mächtigkeiten stimmen ungefähr.

Der Übergang nach der Norigliofazies vollzieht sich allmählich. In dieser Fazies fehlen die dunklen Kalke und Mergel und liegen die hellen Kalke unmittelbar auf dem Hauptdolomit auf. In der Umgebung der Val delle Seghe, wo die lombardische Fazies in die Norigliofazies übergeht, folgt auf dem Hauptdolomit ein Schichtkomplex, der in der Landschaft gleich hervortritt wie die unteren und mittleren Rätsschichten. Bei näherer Untersuchung erweisen die Schichten sich als dolomitisch und fossilieer. Diese Schichten wurden zum Hauptdolomit gerechnet, die Hauptdolomit-Rät-Grenze wurde dort angenommen, wo die ersten dunklen Kalke und Mergel auftreten. Es ist deutlich, daß diese Formationsgrenze nicht scharf ist, Hauptdolomit und Rät gehen vielmehr ohne deutliche Grenze ineinander über. Auch Benecke (1866, S. 88) sagt: „In der Lombardei entwickeln sich die Contortaschichten ganz allmählich aus dem Dolomit. Keine Hauptformationsgrenze.“ Nach Lepsius (1878, S. 106) hat am Grostepaß das Fehlen der Contorta als Ursache,

daß die Megalodontenbänke des Hauptdolomits länger angehalten haben. Bittner nimmt auch an der Grenze Hauptdolomit—Unteres Rät einen Fazieswechsel an; die rätischen Schichten seien in den Hauptdolomit aufgenommen.

Der oberste Hauptdolomit trägt genau so Flachseecharakter wie die unteren Rätsschichten der lombardischen Fazies, nie aber findet man in ihm Fossilien. Feinschichtung, tonige und brecciöse Schichten, treten aber vielfach auf. Mit dem Auftreten der bituminösen Kalke und Mergel des unteren Rät setzt auch die starke Fossilführung ein. Zwischen den mergeligen und kalkigen Schichten des höheren unteren Rät und des mittleren Rät treten immer wieder Dolomitschichten auf, die sich in nichts unterscheiden vom Hauptdolomit. Nur das Vorkommen von typischen Rätfossilien in den Kalken und Mergeln zeigt, daß wir im Rät sind.

Besonders in der Val delle Seghe und an den N-Hängen des Monte Daino und des Croz delle Selvata ist dies sehr deutlich. Das Aussehen der Schichten, ihre dünne Bankung, ist ganz die des unteren Rät und mittleren Rät, allein wenn man die Schichten näher untersucht, ist alles Dolomit und scheinbar fossilifer. Am N-Hang des Monte Daino findet sich in diesen Dolomitschichten eine Stelle von etwa 200 m Länge und etwa 20 m Mächtigkeit, die wieder als unteres oder mittleres Rät entwickelt ist, mit Korallen und Lumachellen führenden dunklen Kalken und Mergeln. Darüber und daneben ist alles wieder Dolomit.

#### Unteres Rät.

An der Basis, unmittelbar über der Grenzbreccie des Hauptdolomits, treten einige stark fossilführende Schichten auf. Schwarze Kalke und Mergel mit Korallen, Terebrateln, Lumachellen und Cidarisstacheln und darüber eine schwarze Kalkbank, ganz erfüllt von großen Megalodonten. Bestimmen ließen sich *Terebratula gregaria* Suess., *Avicula contorta* Portl., *Cardita austriaca* Hauer, *Mytilus* sp. (*M. minutus* Gold?), *Gervilia* sp. Sehr schön ist diese Aufeinanderfolge zu beobachten am Weg zwischen der Stoppanihütte und der Quelle. Lepsius beschreibt nur die Megalodontenbank und stellt sie in den oberen Hauptdolomit, die unterhalb vorkommenden Fossilbänke machen diese Annahme jedoch unhaltbar. Diese große Megalodontenbank gehört zum unteren Rät; sie setzt sich nach W fort bis an die Weggabelung zum Lago Spinale am Spinaleplateau. Die fossilführenden dunklen Kalke und Mergel im Liegenden sind in mehr oder minder guter Entwicklung in der ganzen Brenta verbreitet. Korallen kommen im ganzen unteren Rät vor.

Oft zeigen dunkle Kalk- und Mergelschichten im unteren Rät und mittleren Rät an der Oberfläche eine schlammige Schicht, welche gelb anwittert. In Querschnitten sieht man, daß dieser „Schlamm“ nicht nur auf den Schichten liegt, sondern, daß er auch taschenartige Vertiefungen im Gestein ausfüllt. Gut zu beobachten ist dies z. B. an der unteren Rät-Karrenfläche zwischen Monte Turron alto und Monte Turron basso. Wie auch Schwinner (1912) sagt, macht es den Eindruck, als ob an solchen Stellen ein Schlammstrom ein schon verkarstes Feld überströmt hätte. Der Schlamm braust nicht mit Salzsäure.

Die Entwicklung des unteren Rät ist in der ganzen Brenta ziemlich einheitlich, mit Ausnahme der weiter unten zu besprechenden Gegend NW des Molvenosees.

Im Talschluß der Val d'Ambiez findet man im unteren Rät an einigen Stellen eine Bank mit vielen Lithiotisscherben. Aufgeschlossen ist sie z. B. in der Wand am Weg von der Malga Senaso di sotto—Malga Senaso di sopra bei etwa 1700 *m* südlich von Punkt 1689. Weiter noch oberhalb Malga Prato di sopra bei 2200 *m* und am Almweg zur Malga Ben bei 1700 *m*. Am Hang südlich oberhalb der Malga Flavona habe ich *Avicula contorta* Portl. gefunden.

Am Campo Flavona, am Sporn des Grostepasses und am Almweg zur Malga Ben habe ich Profile des unteren Rät aufgenommen.

Profil Campo Flavona.

Von oben nach unten.

1. 2 *m* graue, dolomitische Schichten, hellgrau anwitternd.
2. 3 *m* dunkelgraue Kalke mit Schlammsschichten.
3. 0·2 *m* gelbgraue, sandige, kalkige Breccie.
4. 8 *m* dunkelgrauer Kalk mit Schlammsschichten.
5. 0·5 *m* gelbgraue, kalkige Feinbreccie.
6. 8 *m* dunkelgrauer Kalk, an der Basis brecciös und konglomeratisch. Die Bestandteile sind aus dem Liegenden.
7. 1 *m* grauer, feingeschichteter Kalkdolomit, gelblich anwitternd, mit kieseligen Punkten, manchmal rau anwitternd. Einen der weißen Punkte kann man noch deutlich erkennen als evolute Gastropode.
8. 8 *m* abwechselnd hellgrauer und dunkelgrauer Kalk, manchmal brecciös, manchmal feingeschichtet.
9. 0·5 *m* schwarzer Mergelkalk.
10. 3 *m* wie 7., jedoch mehr dolomitisch.
11. 1 *m* schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
12. 2 *m* wie 10.
13. 1 *m* hellgrauer Dolomit, rau anwitternd, nicht von Hauptdolomit zu unterscheiden.
14. 1 *m* schwarzer Mergelkalk.
15. 3 *m* wie 10.
16. 1 *m* schwarzer Kalk.
17. 8 *m* wie 10.
18. 1 *m* schwarzer Kalk.
19. 1 *m* gelbe, tonige, dolomitische Schichten. Sehr auffallend in der Landschaft.
20. 3 *m* wie 10.
21. 1 *m* dunkelgrauer, schwarzer Mergelkalk.
22. 1·5 *m* gelb anwitternder, grauer Dolomit.
23. 0·5 *m* schwarzer Kalk.
24. 4 *m* grauer, dolomitischer Mergelkalk, feingeschichtet und feinbrecciös; manchmal dunkelgrau; oft hellgelb anwitternd.
25. 0·5 *m* schwarze Korallenkalkbank, oft ganz aus Fossilien bestehend.
26. 2 *m* hellgrauer, feinbrecciöser, etwas oolithischer Mergelkalk mit Schlammsschichten.
27. 3 *m* schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
28. 2 *m* grauer Mergelkalk.
29. 6 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk mit dünnen Lunachellenbändchen.
30. 10 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk mit sehr stark hervortretenden Schlammsschichten.
31. 15 *m* Vegetation.
32. 5 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk mit dünnen Lunachellenbändchen und Schlammsschichten.
33. 1 *m* dunkelgraue bis schwarze Lunachelle mit Schlammsschichten.
34. 5 *m* dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
- 30 *m* oberster Hauptdolomit mit abwechselnd feingeschichteten Lagen, gelblich anwitternden Schichten, einige schwarze Dolomitschichten und gegen die untere Rätgrenze mit Oberflächenbreccie.

## Profil am Grostepaß.

Von oben nach unten.

1. 5 m grauer bis bräunlichgrauer, sandiger, dolomitischer Mergelkalk, oft feingeschichtet oder feindreccios, gelblich anwitternd, mit weißen, kieseligen Fossilquerschnitten.
2. 3 m schwarzer Kalk.
3. 6 m wie 1.
4. 1 m wie 2.
5. 5 m wie 1.
6. 1 m wie 2.
7. 4 m wie 1.
8. 1 m wie 2.
9. 10 m wie 1.
10. 1 m gelb anwitternder, dunkelgrauer Dolomit.
11. 1 m wie 2.
12. 6 m grauer, dolomitischer Mergel mit weißen, kieseligen Fossilanswitterungen.
13. 0·5 m wie 2.
14. 0·5 m grauer, dolomitischer Mergel.
15. 1 m schwarzer Kalk mit Schlammsschichten.
16. 3 m grauer Kalk.
17. 20 m dunkelgrauer bis schwarzer Kalk bis Mergelkalk, manchmal mit Schlammsschichten und mit Lumachellebändchen.
18. 30 m Schutt und Vegetation. In einzelnen Schichten viele Korallen und Zweischaler. Liegendes: Oberflächenbreccie des Hauptdolomits.

## Profil am Almweg zur Malga Ben in der Val d'Ambiez.

1. 2 m schwarzer Kalk.
  2. 2 m schwarzer Kalk, in obersten Teilen etwas breccios.
  3. 1 m grauer Mergel.
  4. 5 m Vegetation.
  5. 1 m grauer Kalk mit Lithiotis und Megalodonten.
  6. 2 m Vegetation.
  7. 1 m grauer Kalk mit Lithiotis.
  8. 4 m dunkelgrauer Mergelkalk.
  9. 1 m gelbgraue, dolomitische Breccie.
  10. 2 m wie 8.
  11. 2 m grauer Dolomit.
  12. 1 m grauer Mergelkalk.
  13. 0·5 m schwarzer Kalk.
  14. 5 m grauer bis dunkelgrauer Mergelkalk, oft fein geschichtet, gelb anwitternd.
  15. 0·1 m Kalkbreccie.
  16. 1 m grauer Kalk.
  17. 0·5 m grauer Dolomit, gelb anwitternd.
  18. 4 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk, oft hell anwitternd.
  19. 7 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
  20. 3 m Vegetation.
  21. 4 m dunkelgrauer bis schwarzer Kalk.
  22. 2·5 m grauer Dolomit.
  23. 0·5 m feingeschichteter, feindreccioser, grauer Dolomit, charakteristisch: weiße Fragmente in grauer Grundmasse.
  24. 10 m dunkelgrauer bis schwarzer Mergelkalk.
  25. 8 m Vegetation.
  26. 8 m grauer bis schwarzer Kalk mit einer Bank, welche Megalodonten und Korallen enthält.
  27. 4 m Grenzdolomitbreccie.
- Liegendes: Hauptdolomit.

## Mittleres Rät.

Dieses ist gut aufgeschlossen und leicht zu erreichen in den Hochtälern Val delle Giare, Val Gelada und im Anstieg zum Passo di Pra Castron, südlich vom Sasso Rosso, alle im Pietra Grande-Zug gelegen. In der Val delle Giara

folgt auf das untere Rät ein Paket von etwa 100 m Mächtigkeit, dunkle und helle Kalke, graue Dolomite und gelb anwitternde mergelige Kalke, mit spärlichen Fossilresten, meist Korallen. Diese Serie entspricht wohl einem Teile der Lithodendronkalke Lepsius'. Den Madreporenkalk, den Kron-ecker (1910, S. 466) stets als untere Grenze des Conchodondolomits im Albenggebiet gefunden hat, habe ich nirgend angetroffen. Er muß aber etwa an der Stelle meiner Grenze zwischen unterem Rät und mittlerem Rät liegen.

Darauf folgt eine Schichtserie von etwa 40 m Mächtigkeit mit etlichen Bänken, die sehr viele Megalodonten enthalten. Die dunklen Kalkbänke sind oft mehrere Meter dick und ganz erfüllt mit den Megalodonten. Außerdem kommen große Scherben lithiotisartiger Schalen vor. Die typischen weißen, im Gestein deutlich hervortretenden Querschnitte werden von der Bevölkerung „Piedi dei Cavalli“ genannt. Diese Schichten entsprechen denen des Sasso degli Stampi von Stoppani. Zwischen den Megalodontenbänken kommen noch vor graue dolomitische Schichten, gelb anwitternde dunkle mergelige Lagen, welche manchmal etwas brecciös entwickelt sind und oft ein wenig Fossilbreccie und Korallen enthalten. Diese Korallenbänke sind sehr schön entwickelt in der Wand oberhalb des Bärenweges am S-Hang des Spinaleplateaus, wo etwas weiter östlich auch die Megalodontenhorizonte anstehen. Sie lieferten größere Korallen aus der Gruppe der *Lithophyllia caea* (*Monllivaulia?*; *Thecosmilia?*). Die Megalodontenbänke sind ein sehr primitives Gestein, stets ist der Teil der Grate und der charakteristischen Sporne, ja selbst der Wände, welcher aus Megalodontenbänken besteht, teilweise oder ganz zertrümmert. Die oft sehr großen Trümmer liegen in großer Zahl herum, so z. B. am Weg von der Stoppanihütte an der E-Seite der Pietra Grande zur Val delle Giare und in der S-Wand des Monte Fibbion, nördlich der Malga Spora. In dieser Wand sind auch noch andere mittlere Rät-Stellen stark zertrümmert, fast so stark wie die brecciösen Wände in der Sarcaschlucht südlich von Madonna di Campiglio.

Oberhalb der Megalodontenbänke geht das mittlere Rät mit überwiegend grauen Kalken allmählich über in das obere Rät.

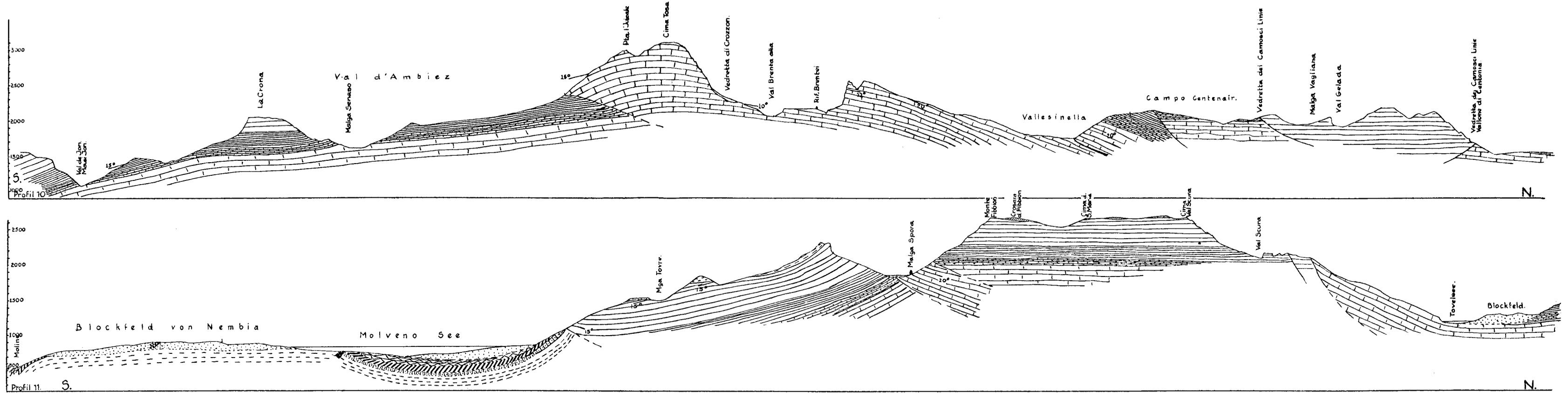
Die Megalodontenbänke stehen in der Val Gelada an zwischen 2300 bis 2350 m, am Anstieg zum Sasso Rosso, oberhalb Malga Scale, findet man bei 1800 m sehr viele Megalodonten im Schutt, anstehend habe ich sie dort nicht gefunden. Dann wieder in der S-Wand des Monte Fibbion, nördlich der Malga Spora, wo einige Bänke anstehen, angefangen östlich von der Störung durch den Sporn am Passo delle Gagliarda bis an die Störung im E aus der Val di Cavaì, in einer Höhe von etwa 2280 m, im W bis 2220 m. Im E am Monte Spinale etwas NW vom Aussichtspunkt 2093 findet man einige Bänke, dann am Chartierweg südlich von Fontane Fredda bei 2080 m. Die Oberfläche von Grasso d'Oveno wird ganz eingenommen von diesem Horizont, der an der gegenüberliegenden Seite der Vallesinella in der Megalodontenbank oberhalb des Bärenweges seine Fortsetzung findet. Im NE-Teil der Karte, z. B. am Monte Alto, östlich vom Lago Tovel.

Im S der Brenta findet man diese Schichten in gleicher Entwicklung. In der oberen Val d'Ambiez, am Weg oberhalb der Malga Senaso di sopra bei Punkt 1912 liegt ein Komplex Kalke und Dolomite, die schichtweise ganz erfüllt sind von großen Megalodonten. Es ist genau dieselbe Entwick-

lung wie am Grasso d'Oveno oder in Val Giare: Schlamm-schichten, gelb anwitternde dolomitische Schichten, welche oft feingeschichtet oder feinschichtig sind. Zwischen den Megalodonten sind hier noch viele Gastropodenquerschnitte; Mächtigkeit etwa 30 m. Dieser Komplex läßt sich an der ganzen W-Seite des Talschlusses der Val d'Ambiez verfolgen. In den mittleren Rätsschichten östlich der Forcolotta di Noghera, die dort sehr steil stehen, steht direkt südlich der Überschiebungslinie gleichfalls ein etwa 30 m mächtiges Paket an. Lepsius stellt es zum Hauptdolomit ebenso wie die Schichten im Talschluß der Val d'Ambiez. Weitere Megalodontenschichten am Passo del Ceda, am Weg zur Busa di Vallon in der N-Wand der Busa Fonda in den dort saiger stehenden Schichten und am Eingang der Busa di Vallon bei etwa 2200 m.

Manchmal ist der obere Teil des mittleren Rät grob oolithisch entwickelt, das Gestein besteht dann ganz aus Oolithen bis 1 cm Größe. An anderen Stellen sieht man im mittleren Rät große, strahlenförmige Konkretionen, so z. B. am Passo Cresole (wo auch die Oolithe vorkommen) und am Spinale-plateau am Schrödterweg in etwa 1880 m Höhe.

Die oben beschriebene Fazies des unteren und mittleren Rät (also der lombardischen Fazies des Rät) herrscht im ganzen Kartenbereich mit Ausnahme des SE-Teiles. In der Umgebung der Val delle Seghe und des Molvenosees findet ein Übergang zur Norigliofazies statt. Vom N-Teil der Val delle Seghe angefangen werden z. B. in der W-Wand der Cima dei Lasteri und des Croz Altissimo die unteren und mittleren Rätsschichten immer dünner, bis sie in der Nähe von Molveno auf höchstens einige Meter reduziert sind, d. h. unteres und mittleres Rät, wie man sie in der Pietra Grande findet. Statt dessen trifft man ein Gestein, das zwar fast gleich gut geschichtet ist, das aber vollkommen dolomitisiert ist und keine Fossilien mehr erkennen läßt. Im Handstück ist es nicht vom Hauptdolomit zu unterscheiden. Östlich von Val delle Seghe ist also noch eine Schicht dunkler Kalke nach Art des bisher besprochenen unteren Rät oder mittleren Rät übrig geblieben. An der anderen Seite des Tales ist auch diese verschwunden und man tritt von Gestein, das alle Merkmale des Hauptdolomits hat, unmittelbar über in helle Kalke, die vollkommen den Oberrätalken ähnlich sehen. Am Anstieg zur Malga Andalo, westlich von Molveno, findet man noch eine Schicht, die etwas mergelig ist und aus der eine Tropfquelle austritt; darunter und oberhalb herrschen dicke Pakete Dolomits. Ebenso bei der Selvatahütte an der N-Wand des Croz della Selvata. Von weiten sieht diese Wand aus, als wäre sie aufgebaut aus mittlerem Rät, wenn man aber hinkommt, ist alles Dolomit, der unvermittelt in helles Oberrät übergeht. Beim Laghetto am Weg nach der Pedrottihütte ist jedoch eine Stelle, die dafür spricht, daß diese gut geschichteten dolomitischen Gesteine unterhalb des Oberrät doch eigentlich stratigraphisch zum Unter-Mittel-Rät gerechnet werden müssen. Bei etwa 2130 m steht dort über Hauptdolomit eine Schichtserie von dunklen Kalken an mit Korallen, Fossilbreccie von Terebraten, wie sie im Unterrät oder Mittelrät häufig ist, kurz Schichten, die sich in nichts vom Unterrät oder Mittelrät der Pietra Grande unterscheiden. Dieses Vorkommen ist aber nicht weiter nach E oder W zu verfolgen, es geht scitwärts bald über in Hauptdolomitfazies. Auch nach oben, in der NW- und NE-Wand des Monte Daino trifft man im unteren Teil wieder gut geschichtetes Gestein,



das dem Aussehen nach sehr wohl mittleres Rät sein könnte, das aber nur aus dolomitischen Gesteinen besteht, über denen dann bei etwa 2350 m die dickgebankten hellen Oberrätkalke anfangen. Es ist also deutlich, daß in diesem SE-Teil der Brenta im unteren und mittleren Rät ein Fazieswechsel stattgefunden hat, nämlich der Übergang von der lombardischen Fazies in die Norigliofazies. Die sonst fossilreichen Unter-Mittel-Rätschichten sind hier dolomitisch entwickelt und führen keine oder nur mehr sehr wenige Fossilien. In diesem Falle, am Laghetto, kann man die dolomitischen Schichten, die auf die dunklen Kalke folgen, noch zum Unter-Mittel-Rät zählen; nämlich die ganze untere NE-Wand des Monte Daino, an der sich der gut geschichtete Teil deutlich abhebt vom dickgebankten oberen Rät. In anderen Fällen, so wie an der ganzen W-Seite des Val delle Seghe, wo man zwischen dem wirklichen Hauptdolomit und dem dolomitisch entwickelten Unter-Mittel-Rät keine zwischenliegende dunkle Kalkschicht hat, kann man keine scharfe Grenze angeben. In der Karte wurde dort auch Hauptdolomit eingezeichnet. Ebenso wurden im E-Teile der Val delle Seghe nur die dunklen Schichten als mittleres Rät eingetragen und das Liegende als Hauptdolomit.

#### Oberes Rät.

Dieses ist ein hellgrauer, oft etwas gelblichgrauer reiner Kalk, der nur sehr wenig Fossilien führt; vereinzelt kommen unbestimmbare Querschnitte von Zweischalern und Schnecken vor. Das Gestein ist sehr brüchig, bildet hohe Schutthalden, deren Material Faustgröße nicht übersteigt, man hört an vielen Stellen fortwährend Steinschlag. Ganze Bergmassive sehen wie zertrümmert aus, mit in allen Richtungen verlaufenden Störungslinien, denen hoch hinauf ziehende, tief eingeschnittene Schuttrinnen folgen, wie z. B. im S-Teil der W-Wand des Monte Fibbion—Sa. Maria-Zuges und in der N- und S-Wand des Zuges Cima Pra dei Camosci—Cima Nardis. Auch wird die Bildung großer Kare begünstigt.

Geschichtet ist das Gestein nur wenig, meistens ist es sehr grobgebant. Manchmal ist es auch feingebant; die feine Bankung tritt aber im Gesamtbilde nie sehr deutlich hervor, wie z. B. im Hauptdolomit. Oft ist das Gestein etwas oolithisch entwickelt, z. B. an der W-Seite der Val Cadino und besonders stark im E-Teil der Pozza Vecchia, nördlich des Spinaleplateaus. An anderen Stellen ist es wieder vollkommen kompakt, z. B. im Anstieg zum Rifugio XII Apostoli.

Dieser helle Oberrätalkalk entspricht dem oberen Concbodondolomit Stoppanis; wie schon oben gesagt, besteht keine scharfe Grenze gegen das mittlere Rät. Auch Lepsius (1878, S. 121) sagt, daß die untere Grenze der hellen Kalke (welche er übrigens in den Lias stellt) nicht immer leicht zu ziehen ist gegen die Lithodendronkalke (welche mein mittleres Rät und wahrscheinlich einen Teil des Oberrät enthalten), weil die lithologische Beschaffenheit oft die gleiche ist und Versteinerungen sehr selten sind. Schwierig ist es auch, die Kalke nach oben abzugrenzen. In der Übersichtstabelle, welche Kronecker (1910, S. 172) über die Gliederung der Grenzzonen von Jura und Trias in der Lombardei gibt, sieht man, daß außer Kronecker nur Bistram in der Val Solda eine scharfe Grenze festlegt. Kronecker mißt dieser Grenze keine große Bedeutung zu, weil an dieser Stelle der unterste

Lias in einer Fazies ausgebildet ist, die von der sonst in der Lombardei entwickelten merklich abweicht. In der Brenta besteht das Gestein zwischen den Megalodontenbänken und den Oolithen des obersten Lias aus einem fast vollkommen einheitlichen Paket heller Kalke, mit sehr wenig Fossilien. In den geologischen Kartenblättern Cles und Trient von Vacek ist diese Schichtabteilung durchaus mit einer Farbe dargestellt. Im N-Teil der Brenta-gruppe, am Sasso Rosso, ist das obere Rät ganz durchgezogen bis an die Oolithe und an die gelben Kalke des oberen Lias, also mit Ausschaltung der zwischenliegenden grauen Kalke des unteren Lias. In der Umgebung von Trient liegen die grauen Kalke direkt auf dem Hauptdolomit ohne zwischenliegende Rätschichten. Nach diesen Karten würde es sich also um zwei faziell ganz verschiedene Gebiete handeln. Auch Lepsius unterscheidet zwei Faziesprovinzen, welche getrennt werden durch die Synklinale (Val di Non—Lago Molveno—Stenico) und nennt die Fazies im E-Norigliofazies, jene im W lombardische Fazies.

Die Norigliofazies enthält nach Lepsius keine rätischen Schichten. (Lepsius versteht unter rätischen Schichten die Serie von Mergeln und Plattenkalken bis einschließlich der Lithodendronkalke, siehe S. 104 seiner Arbeit.) Über dem Hauptdolomit des Arsatales kommen nach ihm sofort die grauen Kalke. Darin kommen drei voneinander wenig scharf getrennte Horizonte vor mit der bekannten Fauna von Noriglio. „Die Pflanzenreste von oolithischem Charakter, welche De Zigno aus dem Venetianischen beschrieb“ (siehe Lepsius, S. 119), liegen in den mittleren Schichten. In der lombardischen Fazies sind die rätischen Schichten wohl entwickelt, wenn auch nicht überall gleich. Eine Übersicht der Entwicklung des unteren Lias und Räts in den lombardischen Fazies gibt die schon erwähnte Tabelle bei Kronecker (S. 472).

Auch Vacek (Erl. Trient, S. 83) stellt fest, daß „diese ansehnlich mächtige Schichtgruppe (das Rät) im Gegensatz zu der weiten Verbreitung, welche sie im Umkreise der Brenta und südlich davon und auch am rechten Hang des unteren Sarcatales hat, weiter östlich in allen Profilen der Umgebung von Trient und nördlich davon fehlt bis in den östlichen flachen Teil des Nonsberges hinein“.

Die große Schwierigkeit bietet in diesen Fällen immer das schon erwähnte Paket einheitlicher heller Kalke, das fast fossilleer ist. In der Norigliofazies ist es die Serie mächtiger grauer Kalke ohne Versteinerungen (Lepsius, S. 119) im Liegenden der Schichten mit der Fauna von Noriglio. Das ganze Paket wird als „Graue Kalke“ in den unteren Lias gestellt, aufliegend auf Hauptdolomit; ebenso auf Blatt Trient in der Gegend SE der Molveno—Stenico-Mulde mit Ausnahme einer Strecke in der Val Sarca, westlich von Pietra Murata.

In der lombardischen Fazies ist es noch nicht gelungen im Conchodondolomit eine Grenze zu ziehen. Kronecker (1910, S. 511) sagt: „Der Conchodondolomit erwies sich im Albenzagebiet als gänzlich fossilleer.“ Übrigens teilt Kronecker von dem „Dolomit“ im Hangenden der Dolomitschichten, die an anderer Stelle, nicht im Albenzagebiet, *Conchodus infraliasicus* führen, die Analyse mit: CaO 57·8%, MgO 0·51%, das Gestein ist also Kalkstein. Ich habe in der Brenta dieselbe Erfahrung gemacht. Das Gestein im Hangenden der Megalodontenschichten ist auch dort reiner Kalk. Und weil man keinen Grenzhorizont in diesen grauen Kalken fand, stellte man den ganzen Komplex im Hangenden der *Conchodus infraliasicus* führenden Schichten bis zu den fossilführenden Oolithen und gelben Kalke des oberen Lias ins obere Rät, wie Vacek es auch auf Blatt Cles am Sasso Rosso macht. Auch Wähler (Das Sonwendgebirge im Unterinntal, 1903, S. 108) sagt: „Eine

Trennung des liassischen vom rätischen Anteil des weißen Riffkalkes ist auch heute praktisch wie theoretisch undurchführbar, usw.“

Kronecker fand nun an der Albenza eine wenige Meter mächtige Folge von Kalkbänken mit typischer reicher Hettangien Bivalvenfauna, deren Hangendes wie Liegendes dolomitische Kalke von mehr oder weniger hohem Mg-Gehalt bilden. „Diese Grenzbildung konnte ich dann im weiteren Verlauf meiner Kartierung mit nur kurzen Unterbrechungen längs des ganzen Albenza-zuges verfolgen, von der Val d'Arsa bis zum Bremotal, also auf eine Erstreckung von über 11 km.“

Diese „Grenzbivalvenbank“ bildet nach Kronecker das Hangende der typischen hornsteinfreien hellen fossilereen Kalke des Conchodondolomit-horizontes. Das Gestein der „Grenzbivalvenbank“ ist ein dunkelbräunlich-grauer, dichter, wohlgebankter, breeciöser toniger Kalkstein, 4·5–5 m mächtig. Die Kieselausscheidungen treten als knollenförmige Einschlüsse im Gestein auf, nach oben hin nimmt der Kieselgehalt bedeutend zu, so daß der Hornstein zuletzt selbständige bis zu 10 cm dicke Lagen zwischen den Kalkbänken bildet. Die Fauna der „Grenzbivalvenbank“ besteht fast ausschließlich aus Lamellibranchiaten, ganz vereinzelt finden sich Gastropoden sowie Korallen und Crinoidenreste.

Der Fauna nach gehört die „Grenzbivalvenbank“ zu der Stufe der Planorbissschichten in anderen Gebieten, vor allem im Rhonebecken, wie ein Vergleich zeigt, und sie kann also mit Sicherheit als die Vertretung des untersten Lias angesehen werden.

„Das Hangende der Grenzbivalvenbank ist faziell ziemlich einheitlich ausgebildet. Im allgemeinen folgt darüber ein Komplex von Schichten ähnlicher petrographischer Beschaffenheit wie die Grenzbivalvenbank, doch ganz fossilereer. Nach oben hin nimmt der Tongehalt rasch ab, die Farbe des Gesteins wird heller, die Kieselausscheidungen werden zahlreicher. Es beginnt ein ziemlich mächtiger Horizont eines grobebankten, hellgelblichen bis lichtgrauen, feinkörnigen, annähernd reinen Kalksteins mit selbständigen Zwischenlagen weißen Hornsteins, der oft dicke Bänke oder ganze Schichtkomplexe zwischen den Kalken bildet. Der Kalkstein selbst enthält nur kleine Hornsteinknauern. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind diese Kalke denen des typischen Conchodondolomits oft zum Verwechseln ähnlich“ usw.

Kronecker war also der erste, der über große Erstreckung mitten in den hellen Kalken einen tonigen, stark fossilführenden Horizont fand, dessen Fossilien überdies noch einer ganz bestimmten Stufe zugeschrieben werden konnten, der Planorbiszone des unteren Lias. Lepsius beschreibt (S. 120) eine fossilführende Bank, die er am Anstieg von Ciago zum Monte Gazza fand. Seine Beschreibung der Fundstelle ist ungenau. Er traf sie an auf etwa „halber Höhe“, das müßte dann bei 1100 m sein. Auf S. 268 aber sagt er, daß die Schichten ungefähr 600 Fuß oberhalb Ciago anstehen, danach läge die Bank bei 800 m. Beim weiteren Anstieg begegnete er der Bank noch einige Male und daraus geht hervor, daß die Schichten dort ziemlich stark nach E fallen, was durch sein Profil 13 bestätigt wird. Die Mächtigkeit stellt er auf 4–5 Fuß fest. Sie liegt ziemlich nahe unter den braunen Juraoolithen des Plateaus und führt die Fauna von Rotzo. Sie gehört also derselben Zone an wie die Schichten im Arsatal.

Wichtig ist, daß also mitten in dem Paket heller Kalke, das als Ganzes den grauen Kalken des unteren Lias zugeschrieben wird, sowohl im Arsatal als am Monte Gazza dunkle, fossilreiche Kalke vorkommen, deren Fauna als unterliassisch bestimmt werden konnte. Ähnliche dunkle Kalke habe ich auch in den hellen Kalken an einigen Stellen gefunden. Wenn man von der Malga Tuenno E des Sasso Rosso aufsteigt zum Passo di Pra Castron, führt der Steig anfangs nur durch die dickgebankten hellen Kalke des oberen Rät. Bei

2140 m in der N-Wand des Tales stehen dann dünngebalkte dunkle Kalke an, die teilweise sehr fossilreich sind, eine etwa 30 cm dicke Schichte ist ganz erfüllt mit dicken Zweischalern. Sie sind nicht bestimmbar, doch könnte es sehr wohl *Megalodon pumilus* Ben. sein. Weiter kommen auch Schnecken (*Chemnitzia?*), Brachiopodenquerschnitte vor. Das ganze Paket hat eine Mächtigkeit von etwa 10 m und es setzt sich nach S fort in der Wand oberhalb Campo di Tuenno. Auch an anderen Stellen kann man diese Schichtserie verfolgen. Am Croz Altissimo, NW von Molveno, sieht man von der Selvatahütte in der W-Wand, etwa 250 m unter dem Gipfel, oberhalb des grobgebankten oberen Räts, eine Partie von etwa 40 m Mächtigkeit feingebankter Schichten. Weiter oberhalb wieder Gestein wie Oberrät. Dieses Schichtpaket ist deutlich zu sehen auf einer Photographie von Dr. F. Benesch in dem Aufsatz „Die Brentagruppe“ von Hanns Barth und Alfred v. Radio-Radiis in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1907 bei S. 328.

Oberhalb Molveno, am Pallon di Tovre, also im Streichen dieser feingebankten Schichten, stehen von 1780—1840 m dunkle, bis schwarze Kalke an, manchmal gelb anwitternd. Sie führen stellenweise viele Versteinerungen, Querschnitte von Zweischalern und Schnecken, nicht näher bestimmbar. Im hellen Kalk im Liegenden und Hangenden nesterweise viel Querschnitte von großen und kleinen Brachiopoden, sehr evolute Schnecken und Korallen. Etwas weiter NE an der Bocchetta del Gallino stehen unter dem Paßübergang auch schwarze Kalke an. Schwinner (1913) berichtet, daß man an der Cima di Lasteri wieder schwärzliches Gestein, ähnlich wie Unterrät, findet. Er führt dies aber zurück auf Verdoppelung des Räts. Dieselben schwarzen Kalke findet man auch an der W-Seite des Monte Gazza, also an der gegenüberliegenden Seite der Fundstelle von Lepsius. Am Weg, der von Pezzolo auf den Monte Gazza führt, stehen bei etwa 1100 m schwarze Kalke mit Fossilquerschnitten an. Wenn man Profil 13 von Lepsius besieht, zeigt sich mit ziemlicher Sicherheit, daß sich die schwarzen Kalke, welche ich an der W-Seite fand, fortsetzen in die fossilführende Bank an der E-Seite.

Oberhalb Moline, in der E-Wand der Selva Grande, habe ich das Anstehende dieser Schichten nicht finden können. Aber gerade dort, wo ich die Schicht vermutete, sind in den Wegrandsteinen Blöcke verwendet aus dunklen Kalken, mit großen dickwandigen Zweischalern, ganz die gleichen Fossilien, wie sie in der Schichte unterhalb Sasso Rosso vorkommen. Weil man annehmen darf, daß diese Blöcke nicht weit herkommen, sondern verarbeitet wurden an der Stelle, wo sie aus der Wand losgesprengt wurden, ist es ziemlich sicher, daß diese Schichten auch hier anstehen. Außerdem läßt sich von der anderen Talseite, vom Pian delle Gaorne, gesehen, in dieser Wand wieder ein dünngebanktes Paket verfolgen, inmitten dickgebänkter Schichten, das genau in der Höhe verläuft, in der man die fossilführenden Schichten erwartet und das im Streichen auch an die Stelle führt, wo die soeben genannten Wegrandsteine aufgestellt sind.

Dann findet man in der Val Giara, im Anstieg zum Passo Gelada, im hellen Rätshotter etliche Stücke dunklen mergeligen Kalks mit Resten von Zweischalern. Eine Andeutung, daß die Rät-Lias-Grenze auch an der Pietra Grande ausgebildet ist.

Am Grat des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges sieht man in den obersten diskordant liegenden Schichten (worüber unten mehr) etliche auf-

fallende dunkle Partien; d. s. vielleicht auch wieder die dunklen Grenzschichten.

In der Busa di Vallon liegt auch mitten im hellen Kalk ein Paket dunkler Kalke. Fossilien habe ich darin nicht gesehen. Höhe etwa 2700 m. Oberhalb der schwarzen Kalke kommt auch Hornstein im Gestein vor. Außerhalb des Kartenbereiches habe ich die gleichen Schichten gesehen bei der Malga di Terlago im Aufstieg von Molveno zur Paganella. Schwinner (1918, S. 159) erwähnt das „ganz ungewöhnliche Vorkommen schwärzlicher Gesteinsarten“ im Grendolomit (= mein oberes Rät) am Monte di Picheo nördlich vom Gardasee.

Aus dem oben Gesagten geht hervor, daß sich an vielen Stellen in der Brenta im hellen Kalk zwischen den Megalodontenbänken und, wo vorhanden, dem Oolith in etwa halber Höhe dunkle Kalke einsehnen, die meistens viele Fossilien enthalten. Leider war nirgends der Erhaltungszustand dieser Fossilien so gut, daß sie einwandfrei bestimmt werden konnten. Den einzigen Anhaltspunkt bietet die Schichtserie am Monte Gazza, die ziemlich sicher dieselbe ist wie die von Lepsius auf der anderen Seite gefundene und für die Unterliasalter feststeht. Auch ohne paläontologische Belege bin ich überzeugt, daß es sich bei den dunklen Kalken oberhalb der Malga Tuonno, am Croz Altissimo, oberhalb Moline usw. immer um die gleichen Schichten handelt. Eine genaue paläontologische Bearbeitung dieser Schichten wäre zu empfehlen. Jedenfalls aber liegt es nahe, wenn man in den grauen Kalken eine Trennung in Rät und Lias machen will, dazu diesen Horizont zu benützen. Denn sonst kommt man aus der Verwirrung nie heraus und wird man immer wieder helle Kalke im Hangenden der Unterrätschichten bis zum Oolith als Ganzes dem oberen Rät zuweisen und solche helle Kalke im Liegenden einwandfreier Schichten mit Fauna von Rotzo immer wieder dem Lias.

Ich bezweifle übrigens, ob für diese Schichten immer der paläontologische Nachweis erbracht werden kann. Denn in vielerlei Hinsicht bildet die Brenta den Übergang zwischen der lombardischen und der venezianischen Fazies des Rät-Lias, und dieser Übergang vollzieht sich, wie weiter unten besprochen wird, nur ganz allmählich. Wenn wir aber die Grenzschicht von Kronecker aus der lombardischen Fazies vergleichen mit den Schichten mit der Fauna von Rotzo aus der venezianischen, dann stellt sich heraus, daß sie paläontologisch nichts miteinander gemein haben. Die Rotzofauna konnte erst von Zittel für liassisch erklärt werden, als er die beiden Leitfossilien *Terebratula Rotzoana* Schaur. und *Terbratula Renieri* Cat. im Lias der Zentralapenninen neben echten Liasammoniten auffand (Lepsius, S. 118). Kronecker fand für die Fauna in der „Grenzbivalvenbank“ Übereinstimmung mit dem untersten Lias der Planorbisschichten im Rhonetal und am Osterhorn. Daß die Brenta wirklich ein Übergangsgebiet zwischen lombardischer und venezianischer Fazies darstellt, zeigt die Entwicklung der Schichten sehr deutlich. In der lombardischen Fazies sind nach Lepsius die unteren rätischen Schichten gut entwickelt. Außerdem ist der Lias stark hornsteinführend. Nun ist in fast der ganzen Brenta das unterste Rät gut entwickelt und teilweise ist auch der Lias mehr oder minder stark hornsteinführend, so z. B. im Talschluß der Val di Jon und auch am Sasso Rosso. In der venezianischen Fazies hingegen ist das untere Rät nicht entwickelt und liegen die grauen Kalke

direkt auf dem Hauptdolomit. Und diese grauen Kalke werden zum Lias gerechnet.

Nun ist aber, wie schon weiter oben bei der Besprechung der unteren und mittleren Rätschichten ausgeführt wurde, in der Gegend NW des Molvenosees eine Faziesänderung, bzw. Dolomitisierung der Unterrät- und Mittelrätschichten zu beobachten, mit der Folge, daß am Ausgang der Val delle Seghe die hellen Oberrätkalke direkt auf dem Hauptdolomit liegen. Der kartierende Geologe wird diese hellen Kalke aber nicht als unteren Lias einzeichnen, da er ja wenig nördlich die gleichen Schichten noch im Hangenden des Unter- und Mittelrät trifft, sie werden damit als Oberrät erwiesen. Und es liegt auch kein Grund vor, anzunehmen, daß mit dem Verschwinden, bzw. der Dolomitisierung des Unter- und Mittelrät auch das Oberrät unkenntlich geworden ist, denn die Gesamtmächtigkeit der hellen Kalke ist noch ziemlich die gleiche geblieben.

Wo sich der Übergang von der lombardischen in die venezianische Fazies so allmählich vollzieht, ist es auch möglich, daß auch die dunklen Kalke einen derartigen Übergang mitmachen. Und da der Erhaltungszustand der Fossilien in diesen dunklen Kalken nicht gut ist und im Übergangsbereich die Leitfossilien beider Fazies vielleicht aussetzen, so wird es in vielen Fällen wahrscheinlich nicht möglich sein, das Alter dieser dunklen Kalke genau zu bestimmen.

Zusammenfassend kann man jetzt sagen, daß die alte Schwierigkeit der Trennung von Rät und Lias, die in der Einförmigkeit der hellen Kalke zwischen Megalodontenbänken und Oolithen liegt, behoben wird, wenn man das Paket dunkler Kalke als Grenzschicht annimmt. Und da der Anschluß der von mir gefundenen, nicht paläontologisch deutbaren Schichten an die von Lepsius am Monte Gazza gefundene Bank ziemlich sicher scheint, und diese Bank der Fossilführung nach den Schichten von Rotzo gleichsteht und infolgedessen dem tiefsten Glied des Lias zugeschrieben werden muß — Vacek (Erl. Trient) stellt die grauen Kalke mit Fauna von Rotzo in den unteren Lias — so möchte ich vorschlagen, diese dunklen Kalke gleichfalls hierher zu stellen und die hellen Kalke im Liegenden dem Rät zuzuteilen. Eine Folge hiervon würde aber wieder sein, daß man auch die hellen fossiliferen Kalke im Arsatal, im Liegenden der Schichten mit der Fauna von Rotzo, dem oberen Rät zuteilen müßte.

Anschließend sei noch auf eine Erscheinung hingewiesen, die man an einigen Scharten und Pässen, jedenfalls in Einschnitten im Gebirgskamm beobachten kann. Am Passo di Val Gelada, am Sattel südlich oberhalb der Malga Vagliana, am Pellegrini nördlich des Doss delle Saette und am Passo del Cresole, SE des Monte Cresole, östlich der Val d'Algone (nicht zu verwechseln mit dem Passo di Cresole und Monte Cresole SE des Monte Daino) hat überall das Gestein einen leicht gestörten Charakter und man sieht an allen genannten Stellen einen Strich roten scagliaartigen Gesteins durchziehen. Am Pellegrini ist es ziemlich viel und das Gestein ist sehr der Scaglia ähnlich. Am Passo di Cresole liegt es in einer Umgebung von hellem Kalk und es macht den Eindruck, daß ein Teil des hellen Kalkes nachträglich rot gefärbt wurde. Es ist sehr gut möglich, daß es sich bei diesen roten Einlagerungen in hellem Kalk um ähnliche Bildungen handelt, wie sie in den Nordkalkalpen, besonders im Dachsteinkalk, auftreten.

## Jura.

## Lias.

Über den schwarzen Kalken und Mergeln der Rät-Lias-Grenzsichten folgen wieder hellgraue Kalke, die im Handstück nicht vom Oherrätalk zu unterscheiden sind. Sie enthalten wohl etwas mehr Versteinerungen, aber gut erhaltene habe ich nicht finden können.

Einige Schichten sind ganz erfüllt von großen Zweischalern, Lithiotis. Die Fundstellen sind: an der E-Seite des Molvenosees bei Val da Dal, am Autoweg oberhalb Moline, südlich vom zweiten Tunnel (von N kommend), oberhalb der Malga Gazza (G. D. B. K.) in oolithischem Gestein, und am Weg, der von Molveno auf den Monte Gazza führt (G. D. B. K.).

Die Kalke sind manchmal etwas, aber nur wenig, oolithisch entwickelt. Sehr stark oolithisch wird das Gestein hingegen in den obersten 30—50 m. Es ist dort ganz aus Oolith aufgebaut, die Teilchen sind  $\frac{1}{2}$ —2 mm groß, besonders an angewitterten Flächen treten sie stark hervor. Dieser Oolith ist streckenweise fossilführend. Man findet ihn an vielen Stellen in der gleichen Entwicklung, so unterhalb des Sasso Rosso, in der Umgebung von Molveno, im S-Teil des Monte Gazza und im Gebirgszug nördlich und westlich von Moline. Über das Alter dieser Oolithe bin ich mir nicht im klaren.

Ich bin aber ganz der Ansicht Vaceks (1911/II), daß dieser Oolithhorizont einen einheitlichen Komplex bildet und daß es nicht angeht, einen Teil dem Lias und einen Teil dem Dogger zuzuschreiben. Lepsius (1878, S. 129) stellt den Oolith in den Dogger. Neumayr (1882, S. 218 ff.) hebt hervor, daß die Einteilung des Lias in Etagen nicht natürlichen Gruppen entspricht und daß es deshalb höchst gleichgültig ist, ob man die Grenzen etwas höher oder tiefer zieht. Er hält sich an die Einteilung von L. v. Buch, nach der die Schichten von San Vigilio mit *Harpoceras Leioceras opalinum* Rein. und *Murchisonae* Haug. zum mittleren Jura, also Dogger, die Kalke mit *Harpoceras radians* und *Hammatoceras insignis* Ziet. zum Lias gestellt werden. Das ist die Einteilung, die Vacek gerade ablehnt. Auch Bittner (1881, S. 346) ist der Ansicht, daß sehr wahrscheinlich die weit überwiegende Hauptmasse der Bilobataschichten und der Oolithe von San Vigilio als liasisch zu gelten haben. Vacek stellt den Oolith in den Oberlias.

Ich fand an Fossilien im Oolith: *Terebratula Lossi* Lepsius, *Neritopsis Philae* d'Orbigny, grobrippige Pectiniden und stockbildende Korallen. Der Erhaltungszustand der Pectiniden ließe eine Bestimmung schon zu, doch war diese mit der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht durchführbar.

Im Hangenden dieser Schichten kommen am Sasso Rosso die weiter unten besprochenen Rhynchonellenschichten vor, welche von Lepsius, Bittner und Finkelstein in den oberen Lias gestellt werden. Zufolge dieser Lagerung sind an dieser Stelle die Oolithe sicher liasisch. Entsprechend ihrer lithologischen Beschaffenheit ist es naheliegend auch für die Oolithe in der Umgebung des Molvenosees, wo eine derartige Überlagerung fehlt, dennoch gleiches Alter anzunehmen.

Auf dem Oolith am Passo di Pra Castron, am Sasso Rosso, liegen dunkle, mergelige Schichten mit Rhynchonellen und Hornstein, welche genau die gleichen sind wie die weiter im S am Marugini, am Paßübergang von der Val d'Ambiez in die Val di Jon und an anderen Stellen in der Umgebung. Diese Schichten entsprechen den Rhynchonellenschichten am Monte Peller oberhalb Cles und am Monte Gaverdina.

Bittner (1881, S. 344) sagt über diese Schichten am Monte Gaverdina: „Dem petrographischen Charakter nach sind die Rhynchonellenschichten des Monte Gaverdina grane, dünn- oder dickbankige, sehr kieselreiche Gesteine, deren abgewitterte Oberfläche außerordentlich rauh zu sein pflegt und die oft ein wahres Fossilzerreibsel stellen. Die Organismen sind durchaus verkieselt, meist aber sehr schlecht erhalten und nur einzelne Bänke innerhalb der ganzen Masse pflegen wohlerhaltene Petrefacten zu führen.“

Und etwas weiter:

„In der Gaverdinagruppe dagegen ist von eigentlichen Oolithen innerhalb dieses Schichtkomplexes wenig oder nichts zu bemerken.“

Dies stimmt mit meinen Beobachtungen überein. Weder am Sasso Rosso noch am Marugini sind diese Schichten oolithisch. Bittner (1881, S. 343) stellt diese Schichten in Parallele zu den gelben und hellen Oolithen des Monte Baldo.

Die Untersuchungen Finkelsteins (1889, S. 58) bestätigen diese Annahme.

Im SE-Teil der Brenta, in der Umgebung von Molveno, wird der Oolith immer überlagert von Ammonitico rosso. Hornstein trifft man hier in dem Lias nicht oder so gut wie nicht an. Der Übergang zu dem Oolith ist nicht scharf, jedenfalls habe ich nirgends eine scharfe Grenze gesehen. Der Fossilgehalt des Kalkes ist sehr gering und bestimmbare Fossilien habe ich nicht gefunden.

Am Passo di Pra Castron, am Sasso Rosso ist im unteren Teil die Entwicklung des Lias ganz dieselbe. Von unterhalb der Malga Tuenno bis fast zur Paßhöhe steht überall derselbe Kalk an, massig, dickgehankt, in halber Höhe unterbrochen durch das tonige, dünngebantke, fossilführende Paket, das ich an die Grenze Rät—Lias gestellt habe. Am Paß ändert sich aber die lithologische Beschaffenheit des Gesteins.

Den Oolith findet man am E-Aufstieg zwischen Punkt 2390 und Punkt 2343. Er führt nicht so viel Fossilien wie in der Umgebung von Molveno, enthält stellenweise nur Crinoidenreste. Auch westlich vom Paß kommt Oolith vor, das Gestein ist dort aber stark verfaltet und gestört. An der Paßhöhe fehlt Oolith. Am Fuße des Sporns des Sasso Rosso geht der hellgraue, verkarstete Kalk unvermittelt über in 2 m gut geschichtete, dunkle Kalke mit Bivalvenquerschnitten und großen, ausgewitterten, wurmförmigen Wülsten auf den Schichtflächen. Darüber liegen ein paar Meter ungeschichteter Crinoidenkalk, oft mit weißen Tupfen, welche wahrscheinlich Fossilspuren sind, und darüber wieder feingeschichtete, dunkle Kalke mit wurmförmig ausgewitterten Wülsten auf den Schichtflächen. Das ganze hat eine Mächtigkeit von etwa 12 m, dann folgt ein etwa 5 m mächtiges, grobes Konglomerat aus Crinoidenkalk und Hornstein. Der Crinoidenkalk enthält auch viele Cidarisstacheln. Darüber 5 m gut, oft sehr fein geschichtete Kalkmergel, grau- bis dunkelgrau, fossilleer. Das Hangende bildet die Scaglia.

Im Grunde die gleichen Schichten findet man etwas weiter südlich am Monte Padon. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichten und auch ihr Habitus zeigen aber Unterschiede. Die Konglomeratbank ist hier nur 2 m mächtig. Das Liegende des Konglomerats ist nicht gut zu verfolgen, weil starker Gehängeschutt alles verdeckt, im Schutt findet man aber alle die Schichten wieder, welche am Paß anstehen. Das Gestein ist hier viel kieselreicher, was sich in großen, ausgewitterten Knollen zeigt. Man bekommt den Eindruck,

daß das ganze Paket zwischen den grauen Kalken und der Scaglia doch ziemlich einheitlich ist. Es sind durchwegs graue, etwas sandige, kieselige Kalke mit vielen Rhynchonellen, manchmal auch Crinoiden und sehr oft mit den großen, wurmförmig ausgewitterten Wülsten. Im Hornstein kommen auch viele Fossilien, hauptsächlich Rhynchonellen, vor.

Das Konglomerat liegt hier mitten in den grauen Kalken, oberhalb des Konglomerats liegen noch etwa 30—40 m der Kieselkalke mit viel Hornstein. Einerseits ist hier also das Konglomerat viel weniger mächtig und auch weniger hornsteinführend, andererseits ist das hangende Kalkpaket hier viel mächtiger und hornsteinreicher.

Ähnliche Schichten, ihre Ausbildung ist wieder etwas anders, bauen die Wand auf zwischen Sasso Rosso und Cima Uomo. Bei Punkt 2472 bildet der Oolith das Liegende, er enthält wenig Crinoiden. Darüber liegen graue, etwas oolithische Kalke mit Hornstein, Crinoiden mit weißen Tupfen. Darüber folgt das gut geschichtete Paket, das die Wand bei Punkt 2472 aufbaut: dunkelgraue bis graue Kalke, oft mit gelben Schlammsschichten, ohne oder mit nur sehr wenig Hornstein, mit sehr vielen Rhynchonellen, manchmal breccienartig angehäuft in rotem Gestein, Cidarisstacheln und den wurmförmig ausgewitterten Wülsten auf den Schichtflächen. Im E wird das Gestein überlagert von Ammonitico rosso, im W von Scaglia. Das Konglomerat fehlt in diesen Schichten.

Im allgemeinen kann man sagen, daß die Schichten im Hangenden des hellgrauen Kalkes, bzw. Oolithes und im Liegenden der Scaglia oder Ammonitico rosso in dieser Umgebung einander sehr ähnlich sind, Mächtigkeit und Ausbildung zeigen jedoch Unterschiede, welche für diesen kleinen Bereich eigentlich ziemlich groß sind. Ich rechne das ganze Paket zum Hornsteinlias.

Patricio und Teichmüller (1930) stellen die feingeschichteten grauen bis dunkelgrauen Kalkmergel in die Mittelkreide, sie stützen sich dabei auf die lithologische Ähnlichkeit mit bituminösen Schichten weiter nördlich im Nonsberg bei Mularo. Zwingende Gründe sind dafür nicht vorhanden. Der Fossilgehalt beschränkt sich auf nicht näher genannte Foraminiferen, Pflanzen und Fischreste.

Am Sasso Rosso liegen diese Schichten immer zwischen Scaglia und Rhynchonellenschichten, bzw. dem Konglomerat, das aus Bestandteilen des Hornsteinkalkes und Rhynchonellenschichten besteht. Das Vorkommen von unterkretazischen Schichten in diesem Konglomerat ist nicht erwiesen, denn Biancone ist im Handstück ununterscheidbar vom Hornsteinlias. Außerdem sind diese dunklen, leicht bituminösen Kalkmergel nicht als Ölschiefer zu bezeichnen, sie sehen den Schichten im Liegenden viel ähnlicher. Ich halte es daher für zutreffender, sie mit den Rhynchonellenschichten zum Hornsteinlias zu rechnen.

Fast die gleichen Schichten trifft man viel weiter südlich am Marugin am Talschluß der Val di Jon an. Im SE-Teil des Marugini, am Paß von der Pozza bassa zur Malga Dorsino, ist der Habitus schichtweise sogar vollkommen gleich. (Die alte Malga Asbelz ist abgebrochen, die neu erbaute Malga Dorsino steht etwas mehr nach E, etwa an der Stelle des „P“ von „Pallontoni“.) Es sind wieder dunkle, sandige Kalke bis Mergel mit Fossilbreccien, Rhynchonellen, Hornsteinknauern usw. An der Basis auch rötliche Schichten und ein feingeschichtetes Paket mit vielen Hornsteinlagen. Die ganze Serie ist etwa 100 m mächtig und wird überlagert von einem 25—40 m mächtigen Paket roter, breccioser Schichten, welche dem Ammonitico rosso sehr ähnlich sehen. Darüber folgt wieder heller Kalk.

Ähnliche Gesteine sieht man an der S-Seite des Marugini. Am Weg von Punkt 2095 bis hinauf zu etwa 2200 m Höhe ist alles Gestein grauer, dünngebankter, etwas sandiger Mergel, ohne oder fast ohne Hornstein. Auf den Schichtflächen erscheinen oft wieder die wurmförmigen Wülste. Darauf folgt dann das rote ammonitico rosso-artige Gestein bis etwas vor den Paß.

In den dunklen, sandigen Kalken bis Mergeln wechselt also, genau wie am Sasso Rosso, der Hornsteingehalt stark, manchmal tritt er in Knauern auf, auch in Lagen zwischen dem Kalk, manchmal verschwindet er ganz. Das Liegende dieses Gesteins ist ein heller, massiger Kalk, die Grenze zwischen beiden ist überall stark diskordant. Der Höhenweg um den Marugini verläuft einige Male direkt an der Gesteinsgrenze und man kann dort die Diskordanz sehr schön beobachten.

An der Forcolotta, nördlich der Malga Dorsino, steht ein heller dolomitischer Kalk an, darüber liegt ein etwa 4 m mächtiges Paket dunkler Kalke und darauf folgen helle Kalke mit Hornstein. Nach S verschwindet der Hornstein wieder und das Gestein besteht aus abwechselnd dick, und dünngebankten, hellgrauem Kalk, manchmal oolithisch. Von Punkt 2422 an, westlich von Busa del Lago, tritt regelmäßig viel Hornstein auf, die Schichten werden dünn gebankt und die Farbe ist nicht mehr so gleichmäßig grau. Der Hornsteingehalt schwankt im Anfang noch ziemlich stark. Bei der Bezeichnung „Busa del Lago“ ist Hornstein wieder sporadisch, von dort an nimmt der Gehalt ständig zu. Gegenüber der Busa del Lago an der anderen Talseite ist bei Punkt 2415 ein ähnlicher Übergang festzustellen. Das Gestein ist fossilleer. Die Grenze Rät—Lias habe ich gezogen an der Basis der dunklen Kalke, über denen das Gestein hornsteinführend ist. Die E—W verlaufende Abzweigung des Castello dei Camosci südlich der Bezeichnung „Malga Asbelz“ ist noch typischer hornsteinführender Lias. Südlich dieser Abzweigung besteht das Gestein hauptsächlich aus hellem Kalk mit vielem, meist schwarzem Hornstein. Noch weiter südlich führen die hellen Kalke über in graue Mergel mit Hornstein, manchmal wenig und manchmal sehr viel. Diese Mergel an sich sind sehr den Mergeln vom Paß am Marugini im Liegenden des ammonitico rosso-artigen Gesteins ähnlich, nur ist dort der Hornsteingehalt im allgemeinen viel geringer. Eine Übereinstimmung liegt aber wieder darin, daß beide Schichtkomplexe im Liegenden des gleichen ammonitico rosso-artigen Gesteins vorkommen. Da an anderen Stellen der Hornsteingehalt in diesen Schichten auch stark wechselt, können diese beiden Pakete sehr wohl die gleichen sein.

Am Marugini ist diesfalls der untere Unterlias aufgeschoben auf den Ammonitico rosso. An der Überschiebungsgrenze ist ein gelber Mylonit sichtbar.

Ob der Kontakt zwischen den Lias-Hornstein-Schichten und dem liegenden, massigen, hornsteinfreien, hellen Kalk, auf dem erstere stark diskordant aufliegen, sowohl am Marugini als auch an anderen Stellen (Sasso Rosso), ursprünglich ist, kann ich nicht sagen. Wenn der Kontakt ursprünglich ist, dann sind auf jeden Fall die hornsteinführenden Schichten am Marugini viel geringer mächtig als am Grat nördlich des Castel dei Camosci.

Versteinerungen führt dieser Lias nicht viel; Crinoidenbreccie und Rhynehnellen am Paßübergang am Marugini. Bei der Malga Dorsino, am Lago, liegt viel Schutt von derartigem Gestein, anstehend habe ich es dort nicht

gesehen. Bei Punkt 2108, südlich von „Asbelz“ der Bezeichnung Malga Asbelz, steht ein schwarzes Hornsteinbändchen mit Rhynchonellenbreccie an.

Der Pallon dei Mughì besteht aus einer tektonisch ganz isolierten Lias-scholle, grauem Kalk mit Hornstein. Der untere Teil ist hornsteinarm bis hornsteinfrei. Die Entwicklung ist also ganz normal. Von einem „wildem Faltenwurf“ (Schwinner, 1917) habe ich, wenigstens im S- und E-Teil nichts gesehen. Das ganze Paket fällt mäßig steil nach E.

Weiter westlich, hart an der Judikarienlinie, mitten im Tertiär, befindet sich noch eine ganz saiger stehende Scholle aus Hornsteinlias. Wie sie an die Stelle gekommen ist, ist nicht zu entscheiden, möglicherweise durch Eis-transport.

### Ammonitico rosso.

In der Umgebung des Molvenosees liegt auf dem Oolith überall der Ammonitico rosso. Die Mächtigkeit wechselt, sie übersteigt nicht 15 m. Am Sasso Rosso liegt sie über den Rhynchonellenschichten des oberen Lias. Bei Ri, oberhalb San Lorenzo, kommt im Ammonitico rosso viel Hornstein vor. Dicht oberhalb Ri steht eine etwa 30 cm dicke Schicht Hornsteinbreccie mit buntem Hornstein an. Hier ist die Stelle, an der die Umbiegung der Schichten nach der Steilzone anfängt, die Lagerung der Schichten ist daher unübersichtlich, auch ist die Trennung zwischen Ammonitico rosso und Majolica nicht scharf.

Zweifelhaft ist, ob man das Gestein im Hangenden des Hornsteinlias in der Umgebung des Castel dei Camosci zum Ammonitico rosso rechnen darf. Es ist ein rotes Gestein, vielfach brecciös, aber manchmal sieht es dem Ammonitico rosso sehr ähnlich; Ammoniten habe ich darin nicht gefunden, wohl aber viele Aptychen und Belemniten, außerdem viel dunkelroten Hornstein. Wahrscheinlich gehört es der tieferen Stufe des oberen Malm, den Aptychenschichten, an. Die Mächtigkeit wechselt; am Marugini wird es bis 40 m mächtig, südlich des Castel dei Camosci bis 5 m. Bei Le Pozze ist das Gestein entwickelt als eine 3 m mächtige Schicht hauptsächlich roten und schwarzen Hornsteins. Abweichend von Schwinner (1917) habe ich diese Schicht in Le Pozze wiederholt anstehend gesehen, sehr schön z. B. bei Punkt 2080. Dagegen habe ich bei Punkt 2033 diese Bank nicht gefunden. Am Monte Ghirlo, wo dieser Punkt ungefähr liegt, habe ich dickgebankten hellgrauen, oft stark oolithischen Kalk mit Hornstein festgestellt. In der Wand östlich von Piz ist er von der gegenüberliegenden Talseite als eine deutliche rote Schicht zu sehen. Viele Aptychen habe ich gefunden in den großen Blöcken, welche bei Punkt 2063 nördlich der Malga Zgolbia herumliegen, aber auch am Marugini findet man diese; hier auch Querschnitte von Bivalven. Besonders aus einiger Entfernung sieht das geschichtete, knollige, rote Gestein oft sehr dem Ammonitico rosso ähnlich. Bei näherer Untersuchung stellt sich aber immer heraus, daß die Knollen nie von Ammoniten gebildet werden, sondern immer von roter Kalkbreccie. Das Gestein zeigt nach der Beschreibung von Trener (1909, S. 174) große Ähnlichkeit mit der Ballinobreccie. Auch die Fossilführung stimmt. Trener nimmt an, daß sie den Aptychenschichten gleichzustellen sind, ziemlich gleiches Alter dürfte die Hornsteinbreccie bei Ri oberhalb San Lorenzo haben. In die Karte wurde das Gestein als Ammonitico Rosso eingetragen.

Teichmüller (1929, S. 390) bemerkt, daß es, obwohl die atektonische Entstehung dieser Breccien einwandfrei ist, schwer ist, bei sekundär mylonisierten Vorkommen die Entscheidung zu treffen, ob nicht doch das Ausgangsmaterial eine sedimentäre Breccie war.

Am Molvenosee enthält der Ammonitico rosso viele schlecht erhaltene unbestimmbare Ammoniten.

### Majolica.

Der rote Ammonitico rosso geht in der Umgebung des Molvenosees allmählich über in einen hellgrauen, gelblichgrauen bis rötlichgrauen Kalk, oft wie der Ammonitico rosso knollig, sonst homogen. Die Mächtigkeit ist meist größer als die des Ammonitico rosso. Eine ziemlich große Mächtigkeit, etwa 40 m, hat der Kalk am S-Hang der Val Doré, südlich von Punkt 1940. Schwinner (1917, S. 106) sagt, daß hier Ammonitico rosso und Majolica fehlen. Ich habe aber in dieser Wand, oberhalb der dort verlaufenden Überschiebung übereinander Oolith und Ammonitico rosso festgestellt. Darüber steht dann ein hellgrauer Kalk an ohne Versteinerungen. Da aber der Kontakt mit dem Liegenden normal ist und über dem hellen Kalk wieder normal Scaglia auftritt, habe ich dieses etwa 40 m mächtige Vorkommen auch als Majolica eingetragen.

### Kreide.

#### Biancone — Untere Kreide.

Im SE-Teil der Karte folgt über der Majolica fast immer die Scaglia, nur an einer Stelle habe ich ein anderes Gestein zwischengeschaltet gefunden, u. zw. NE von Molveno oberhalb der Bezeichnung „Oselleria“. Ein Fußweg führt dort erst durch Oolith und anschließend durch Ammonitico rosso. Ob dort auch Majolica ansteht, ist fraglich. Unter der Scaglia liegt dort aber ein Paket von etwa 4 m grünlichgrauen Mergelkalken mit scharf abgegrenzten Lagen roten und schwarzen Hornsteins. Fossilien kommen darin nicht vor, wohl aber dunkle, leicht violette Flecken wie im Fleckenmergel. Dem Habitus und der Lage nach kann dieses Gestein am ehesten Biancone sein.

Auch wurde als Biancone eingetragen das mächtige Paket südlich des Castel dei Camosci. Im Liegenden trifft man überall das ammonitico rossoartige Gestein, bzw. die überwiegend hornsteinführende Breccie, im Hangenden liegt die Scaglia, die den Gipfel des Monte Brugnot aufbaut.

Im allgemeinen besteht das ganze Paket aus hellen und dunklen Kalken und Mergeln mit stark wechselndem Hornsteingehalt.

Direkt auf dem Ammonitico rosso an Castel dei Camosci liegt weißer bis hellgrauer Kalk mit schwarzen und weißen Hornsteinlagen, also Bianconeschichten, wie sie immer beschrieben werden. Dieselbe Formation steht an in der Umgebung des Lago und der Malga Sgolbia, vermutlich kommt auch davon ein Fetzen vor am Marugini, den man von weitem in der unzugänglichen Wand sieht.

Weiter südlich (südlich der ersten Scharte im Kamm, der vom Castel dei Camosci nach SE zieht) ändert sich das Gestein. Es sind dort schwarze bis

dunkelgraue Mergel, gelb und braun anwitternd mit wenig schwarzem Hornstein. Die Trennung beider Pakete scheint tektonisch zu sein, aber jedenfalls ist die Störung nicht wichtig und verliert sich bald, denn in der E-Wand der Busa di Venedig ist sie schon nicht mehr zu sehen.

Bei der Malga Zgolbia stehen ein paar Meter dicke, sehr viel Hornstein führende Bänke an.

Die dunkelgrauen Mergel mit wenig schwarzem Hornstein setzen sich mit Schwankungen im Hornsteingehalt fort bis an die Malga Valandro, südlich des Monte Brugnot (G. D. B. K.). Am Anfang des Passes bei Monte Piz sind sie fast ohne Hornstein, weiter nach S kommt örtlich viel mehr Hornstein vor, meistens von schwarzer Farbe.

Nördlich von der Bezeichnung „Le Pozze“, zwischen Punkt 2093 und Punkt 2259 ist das Gestein ziemlich hornsteinfrei, es sind graue bis dunkelgraue Mergel mit sehr vereinzelt Hornsteinlinsen. Darunter blaugraue Kalke mit viel mehr Hornstein, dann folgt die brecciöse Hornsteinbank mit rotem und schwarzem Hornstein, äquivalent dem Ammonitico rosso oder den Aptychenschichten, darunter Hornsteinlias.

Das ganze Paket Biancone ist also in großen Zügen ziemlich einheitlich entwickelt, nur der Hornsteingehalt schwankt stark. Fossilien sieht man nirgends. Die Mächtigkeit des Paketes wechselt stark, etwa zwischen 200 bis 400 m. Durchziehende Flexuren und Störungen erschweren eine genaue Schätzung.

Im Schutt an der N-Seite des Grates, der in SE-Richtung vom Castel dei Camosci wegzieht, kommt ziemlich viel fleckenmergelartiges Gestein mit Hornstein vor. Vom Weg nach der Malga Valandro läßt sich noch beobachten, wie an der S-Seite des Marugini der hellgraue aufgeschobene Kalk plötzlich abschneidet gegen einen anderen hellen Kalk. Dies ist wahrscheinlich der Fetzen Biancone.

### Scaglia — Obere Kreide.

Die Scaglia ist ein ziegelroter Mergel von sehr gleichmäßigem Korn, oft etwas schiefrig oder splitterig, ohne Hornstein. Die Farbe ändert sich stellenweise in grünlichgrau, dann sieht das Gestein den Tertiärmergeln sehr ähnlich. Das Gestein ist fossilleer. Die Mächtigkeit wechselt in den verschiedenen Gebieten stark.

Auf der Paßhöhe zwischen Val Agola und Val d'Algone steht mitten in der Scaglia eine 1 m mächtige brecciöse Bank an, die aus Stücken hellen Kalks und aus Hornstein besteht. Auch am Sasso Rosso kommt mitten in der Scaglia eine Breccienbank von etwa 2 m Mächtigkeit vor, die sich vom Sporn bis zum Paß fortsetzt. In den liegenden Scagliaschichten, welche manchmal verfalltet sind, befinden sich auch noch große (bis etliche Quadratmeter) Blöcke. Das Material all dieser Blöcke stammt aus dem Hornsteinlias. Patricio und Teichmüller (1930) deuten dies als „Bergsturz von den nahen steilen Wänden der Rhynchonellenschichten“. Es liegt nach meiner Ansicht näher, sie, trotz der vorwiegend eckigen Form, als Transgressionsprodukt des Hornsteinlias zu betrachten. Die gleichmäßige schichtmäßige Lagerung schließt Bergsturz als Entstehungsweise aus.

## Tertiär.

## Eocän.

Dies sind im allgemeinen grünlichgraue Mergel mit eingelagerten hellgrauen Kalkbänken, die Mergel herrschen jedoch weit vor. Beide wittern oft gelblich an. Die Grenze gegen die Scaglia ist meistens nicht scharf und eigentlich nur durch die Farbänderung gegeben. Stellenweise geht die rote Farbe der Scaglia wechsellagernd in die grünlichgraue des Eocäns über.

In der W-Wand oberhalb der Malga Valagola ist die Grenze Scaglia—Eocän scharf. Das tertiäre Alter dieser Schichten wurde von Schwinner (1912) festgestellt, der in den liegenden Schichten Kreidefossilien nachwies. Hier hat die Basis des Eocäns eine abweichende Fazies. Man findet:

Kalksandstein	} 30 m	
grüngraue Schiefer		
Sandstein		
Konglomerat		
graue Schiefer mit Kalklinsen		
grober konglomeratischer Sandstein		
Kalksandstein mit konglomeratischen Schichten		} gebankt in Schichten bis 1 m
Sandstein mit feinen Glimmerschüppchen; nur wenig kalkig		
Scaglia		

Das Konglomerat an der Basis des Eocäns ist verschieden entwickelt. In seiner reinsten Form besteht es aus sehr gut gerundeten Rollsteinen bis etwa 2 cm Größe von allen Gesteinsarten, die es in der Brenta gibt. Kalke, Mergel, Hornsteine aller Farben, zusammengehalten durch dunkles tonisches Bindemittel mit vielen winzig kleinen Glimmerschüppchen und mit als Hauptbestandteil sehr viele Quarzite. Oft aber treten die Gerölle viel vereinzelter auf in groben oder feinen Sandsteinen, auch nesterweise. Weitans die meisten Gerölle sind gut gerundet und lassen auf langen Transport schließen. Darauf deutet auch das Fehlen weicher Bestandteile, wie z. B. Glimmerschiefer. Nur wenige Stücke sind noch eckig.

Diese Konglomerate findet man in der W-Wand des Val Agola-Talschlusses, angefangen von der Stelle westlich vom Lago bis nach S etwas oberhalb Malga Bandalors. Vacek (1911/II) hat diese Konglomerate und groben Sandsteine als basale Randfazies des Lias aufgefaßt.

Zwischen Jagdhütte und Malga Bandalors stehen dickbankige helle Kalke an, wahrscheinlich Tertiär. Das ganze Gestein ist dort stark verknünet, das Streichen dieser Kalkbänke etwa rechtwinklig zu dem des darunterliegenden Konglomerats. Es sieht aus, als ob die Kalkbänke in dieser stark gestörten Zone ausgequetscht wären.

In großer Verbreitung steht das Eocän an in der Umgebung des Molveno-sees und bei San Lorenzo. Hauptsächlich sind es Mergel mit eingelagerten Kalkbänken. Das Konglomerat ist hier nicht entwickelt.

Am Quadre, oberhalb San Lorenzo, führt das Tertiär stellenweise viel Hornstein. Man findet sogar in den Nummulitenkalken, die dort auftreten, Hornstein.

## Tektonik.

(Hiezu Tafeln XIII bis XVI).

### Übersicht.

Die Tektonik der Brentagruppe wird bestimmt durch die Lage unmittelbar an der Judikarielinie. Diese wichtige Überschiebungslinie schneidet das Kartenblatt in der NW-Ecke. Sie tritt in das Gebiet ein südlich des Monte Sabbione bei der Malga Bandalors, verläuft weiter am E-Hang des Monte Sabbione, kreuzt den Talkessel Fogaiard und zieht dann weiter am W-Hang des Sarca- und Meledriotales quer durch Madonna di Campiglio hindurch. Bemerkenswert ist, daß sie nie in der Talsohle verläuft, sondern immer bis einige hundert Meter oberhalb am Hang, u. zw. immer am W-Hang. Die Richtung wechselt von N—S bis NNE—SSW.

Der Judikarielinie in der Hauptrichtung parallel verläuft eine Anzahl Störungslinien, welche die Brentagruppe in N—S bis NNE—SSW gerichtete Streifen aufteilt. Die Störungsflächen stellen alle W-fallende Überschiebungsflächen dar. Hieraus ergibt sich für das ganze Gebiet eine W—E gerichtete Kraft. Nach S bilden alle Streifen einen Stirnrand, sie sind nach S aufgeschoben, was also einer N—S-Druckkomponente entspricht. Dieses allgemeine tektonische Bild ist nicht nur in der Brenta zu verfolgen, auch außerhalb, wie das Blatt Trento der Carta Geol. d. Tre Venezie zeigt und wie vorher auch schon von Vacek (1911/II), Schwinner (1915) und Folgner (1914) beschrieben wurde. In der beigelegten Tafel XIII wurden die Störungslinien der Brenta und ihrer Umgebung schematisch wiedergegeben. Trevisan (1936/I) gibt für die Brentagruppe eine in der Hauptsache gleiche Übersicht, in Einzelheiten weisen die Skizzen manchmal Unterschiede auf. Meine Ergebnisse waren in dieser Form schon im Herbst 1935 ausgearbeitet, Kartierung und Ausarbeitung haben ganz unabhängig von Trevisan stattgefunden.

In großen Zügen läßt sich der Aufbau der Brentagruppe so darstellen, daß von der Judikarielinie bis zum zentralen Brentastock die Aufschiebungshöhe von W nach E wächst, eine gestaffelte Aufeinanderfolge also. So ist es möglich, daß im Talkessel Fogaiard in 1200 m Höhe Tertiär ansteht und daß die höchsten Gipfel von über 3000 m wie die Cima Tosa und die Cima di Brenta noch aus Hauptdolomit aufgebaut sind. Weiter nach E und S sind die Schollen wieder weniger hoch aufgepreßt und deshalb treten in 800 m Höhe bei Molveno und San Lorenzo Tertiärschichten zutage.

Der N—S-Schub hat zur gleichen Zeit oder nachträglich stattgefunden. Obwohl die horizontale Entfernung des Schubes nicht groß gewesen ist, ist doch die Hebung der S-Teile der Schollen oft sehr ansehnlich.

### Die einzelnen tektonischen Linien.

#### Die Judikarielinie.

Diese ist im Bereich des Kartenblattes nur an wenigen Stellen abgeschlossen. Im S bei der Malga Bandalors grenzt stark gestörtes Tertiär oft unmittelbar an Diorit. Die Malga Bandalors steht quer über die Störungslinie: an der E-Seite des Gebäudes steht Tertiär an, an der W-Seite aplitischer Diorit. Von dort nach N ist die Linie sehr deutlich zu verfolgen, wenn schon

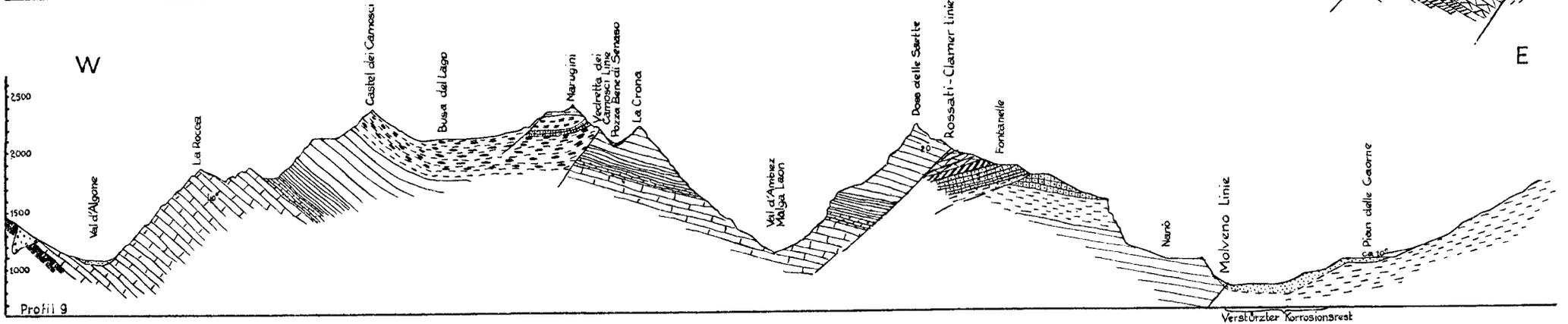
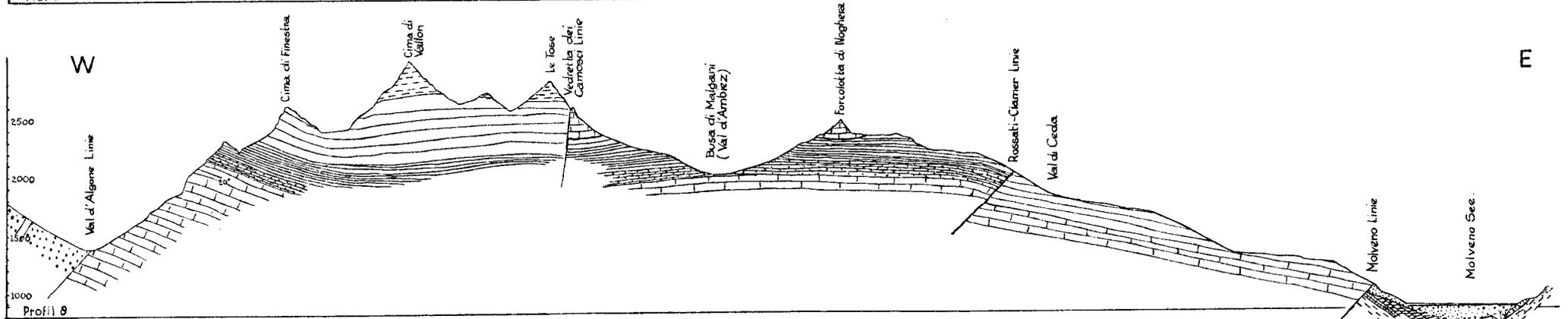
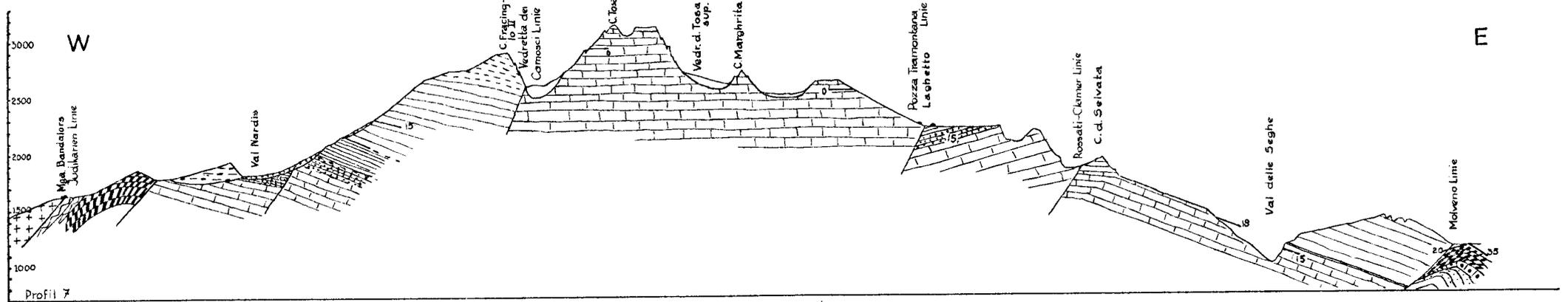
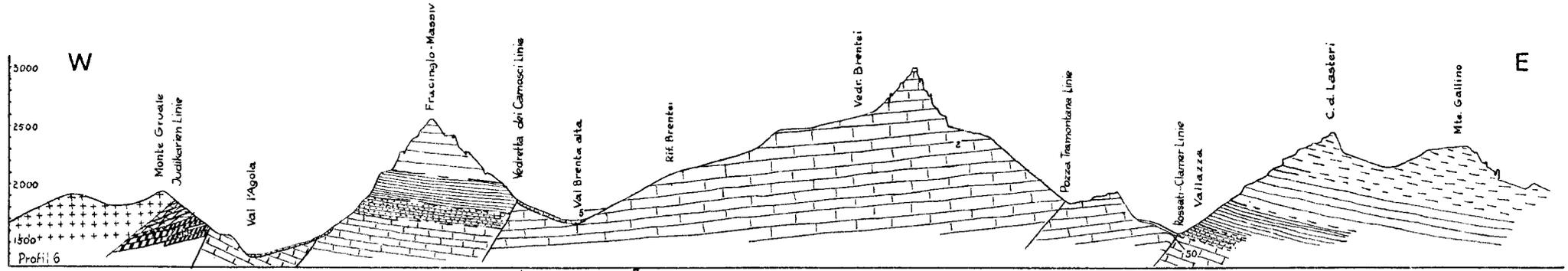
das Gestein auf beiden Seiten sehr nahe an sie heranrückt, so ist doch die Linie selber immer verschüttet oder bewachsen. Die Tertiärschichten streichen alle parallel der Linie und fallen überwiegend steil nach W ein.

Im NE-Teil des Monte Sabbione ist die Linie ganz durch Gehängeschutt verdeckt. Dies verhindert aber nicht eine genaue Festlegung, denn auf verhältnismäßig kurze Entfernung treten immer an der E- oder W-Seite Aufschlüsse der dort auftretenden Gesteine auf. Überall ist das Sedimentgestein direkt neben der Störungslinie stark verschiefert, gequetscht. Besonders stark ist dies der Fall bei Fogajard mit den Scaglia- und Tertiärschichten im S-Teil der Sarcaschlucht bei der Bezeichnung „Bosco Bonday“. Die Klüfte im Gestein sind mit Kalzit ausgeheilt.

Die Wand gegenüber Bosco Bonday besteht im N-Teil aus Sabbione-Diorit, im S-Teil aus stark gequetschten dunkelgrauen Tertiärmergeln. Die Wand südlich Punkt 1287 ist wieder Sabbione-Diorit. Hier ist die Lage der Linie also genau festgelegt.

Die Sarcaschlucht liegt unmittelbar neben der Judikarienlinie und sieht auch danach aus. Die Wände der Schlucht sind auf beiden Seiten ganz zertrümmert. Auf den ersten Blick scheint sie aus einer herantransportierten Breccie aufgebaut zu sein. Schwinner (1912) führte, wahrscheinlich in dem Bestreben, möglichst viele Beweise für den Spinalebergsturz zu finden, die Breccienbildung nicht auf tektonische Ursachen zurück, „denn dann müßte man bei einem solchen Aufschluß von über 1 km Länge und etwa 20 m Höhe wenigstens einige Rutschflächen, Harnische und ähnliches sehen, wovon keine Spur vorhanden ist“. Nach seiner Ansicht ist es eine „von woanders her transportierte Schuttmasse, die eine präexistierende Vertiefung ausfüllt und einerseits auf altem Moränenterrain aufgelagert ist (oben an der Straße), andererseits von einer jüngeren Stirn moräne (bei Palu) überlagert wird“. Diese Schlußfolgerung ist mir unerklärlich, da Schwinner doch wenige 100 m südlich des Schluchtausganges den stark gequetschten und verschieferten Zustand der Scaglia- und Eocänschichten als die Folge des mechanischen Kontaktes mit der Judikarienlinie erkannt hat; diese Gesteine sind doch mindestens ebenso stark tektonisch beansprucht wie die Formation in der Sarcaschlucht. Nur ist die Auswirkung bei den weichen Mergeln eine ganz andere als bei den härteren Rätmergeln und -kalken.

Trevisan (1936/I) schließt sich Schwinner's Auffassung an. In Profil 2 zeichnet er die Wand der Sarcaschlucht ein als „große Ansammlung von Bergsturzmoräne, verkittet, von Prä-Würmalter“. (Grande accumule di frane morene, marocche, cementati, anteriori al Würmiano.) Eine Begehung der Schlucht zeigt aber, daß wir es hier mit anstehendem Gestein zu tun haben. Schon am N-Anfang bei der Brücke im Grottenweg sieht man, daß das dunkle mergelige Gestein noch stellenweise eine deutliche Bankung zeigt. Weiter südlich, wo der Weg aufgehört hat, steht ein hellgrauer Kalk an, der nicht brecciös ist, sondern nur zerklüftet. Kluftrichtung: Streichen 10—15° W, 50—60° E-Fallen und Streichen 80° W, 80° S-Fallen. Durch dieses Gestein zieht etwas weiter eine Störungslinie; die Störungsfläche ist glatt. Messung: Streichen 60° W, Fallen 80° S. Diese Störungslinie schneidet sehr deutlich die übrigens regelmäßig verlaufenden Klufflinien und deutet hin auf eine N—S gerichtete Bewegung. Diese Stelle ist am Talboden, oberhalb ist das Gestein wieder stark brecciös. Die Stelle, welche auch Schwinner



für anstehend halten konnte, dort wo die starken Quellen austreten, ist sicher anstehend, das Gestein ist zerklüftet. Klufmessungen:

Streichen 20° W, 40° W Fallen,  
 Streichen 10° W, 50° E Fallen,  
 Streichen 80° W, 80° N Fallen.

Weiter südlich (eine Ortsbestimmung in der Schlucht ist unmöglich) ein gut geschichtetes Gestein, ebenfalls stark geklüftet. Schichtmessung oder Klufmessung:

Streichen 60° W, 80° S Fallen,  
 Streichen 40° W, 20° S Fallen.

Wieder weiter südlich zieht durch die W-Wand eine Störung. Klufmessungen:

Streichen 30° W, 45° W Fallen,  
 Streichen N—S, 35° E Fallen,  
 Streichen 80° E, 80° N Fallen.

Etwas weiter Klufmessungen:

Streichen 40° E, SE Fallen,  
 Streichen N—S, 40° W Fallen,  
 Streichen 40° W, 80° NE Fallen.

Im tiefsten Teil der Schlucht (die Wände sind schätzungsweise 30 bis 40 m hoch) ist sehr schön zu sehen, daß unmittelbar neben dem zertrümmerten Gestein auch noch geschichtete Partien vorkommen. Einige Störungen und eine Flexur ziehen durch.

Man kann leicht noch mehr Beispiele anführen. Das oben Gesagte genügt aber, um mit Sicherheit feststellen zu können, daß die Wände der Sarcaschlucht anstehendes Gestein sind. An vielen Stellen ist allerdings die Zertrümmerung so groß, daß keine Spur von der ursprünglichen Schichtung erhalten geblieben ist. Die Übereinstimmungen in den Klufmessungen weisen darauf hin, daß der auf das Gestein ausgeübte Druck auf der ganzen Strecke in etwa der gleichen Richtung gewirkt hat. Das brecciöse Aussehen der Wände wird stark erhöht durch die Anwitterung und die Erosion. Beide lösen bei so stark zerklüftetem und brecciösem Gestein immer ganze Blöcke zugleich los und so erhält die Wand ein ganz wüstes und regelloses Aussehen.

Beim Bauernhof südlich von Pra Maniam steht ein Fetzen stark zertrümmerter dunkler Unterrätalk an, etwas weiter nördlich am Panoramaweg ist stark gestörter Rendaschiefer aufgeschlossen und wieder etwas weiter nördlich steht auf heiden Seiten einer trockenen Bachrinne ziemlich ungestörter, mäßig stark E-fallender Unterrätalk an. Auf dieser Strecke ist die Lage der Judikarienlinie wieder genau festgelegt. Von Madonna di Campiglio nach N ist die Linie nirgends aufgeschlossen, sie wird überall von Moräne und Gehängeschutt verdeckt. Nur ganz im N ist ihre Lage wieder genau zu bestimmen zwischen Rendaschiefer und Kalk. Der Bach verschwindet an dieser Stelle in ein Loch und kommt erst viel tiefer wieder znn Vorschein. Der stark zertrümmerte Kalk ist für dieses Verschwinden maßgebend, er neigt an Störungszonen oft zu Dolinenbildung. Sehr schön ist dies zu beobachten nördlich vom Hotel „Campo Carlo Magno“ bei Punkt 1708, es hat sich hier parallel der Judikarienlinie im Kalk eine Reihe

von kleineren und größeren Dolinen gebildet. Die Photographie, die ich von dieser Stelle gemacht habe, ist leider mißlungen und Zahlen habe ich nicht notiert, aber der Durchmesser der größeren Dolinen beträgt schätzungsweise mindestens 10 m, die Tiefe 5 m. Die größeren Dolinen sind auf der topographischen Karte eingezeichnet von Punkt 1708 an nordwärts. Sie setzen sich jedoch weiter als in der Karte angegeben ist nach N fort, an der Malga Palu delle Fava vorbei. Von Grasso Fasanella an verschwinden sie unter Schutt. Eine ähnliche Doline ist der Erdfall östlich von Colarin, welchen Schwinner (1912, S. 141) schon in seiner Karte angab.

Die W—E gerichtete Kraft tritt an der Judikarielinie deutlich hervor im Talschluß der Val Agola, wo Sabbione-Diorit auf Tertiär aufgeschoben ist. Das Tertiär liegt normal auf Scaglia. Dies Scaglia-Tertiär-Paket fällt in einiger Entfernung von der Judikarielinie mäßig steil nach N ein. Mehr nach der Judikarielinie ändert sich die Streichrichtung ganz in deren Sinn. Das Fallen ist überwiegend stark W. Zu erwarten wäre eigentlich ein E-Fallen und an einigen Stellen trifft dies auch wirklich zu. Wahrscheinlich sind die weichen Tertiärmergel dort stark gefaltet und ist es nur Zufall, daß hauptsächlich W fallende Schichten meßbar sind. An vielen Stellen ist das Gestein so gequetscht, daß man keine sicheren Messungen machen kann.

Eine Nebenstörung der Judikarielinie im Kristallin ist die Überschiebungslinie zwischen Tonalit und Sabbione-Diorit am Pra da Lago. Die Linie ist sehr schön aufgeschlossen in der am weitesten westlich gelegenen Runse, SE des Lago delle Malghette. Nach N setzt sie sich wahrscheinlich fort, östlich am Monte Vigo vorbei; nach S reicht sie möglicherweise nach Salomon bis in die Gegend von Carisolo. (Vgl. S. 266 f.)

#### Vall'Agola-Linie.

In der Vall'Agola liegt zwischen Sabbione-Diorit und Hauptdolomit eine Scholle Scaglia und Tertiär. Der Kontakt mit dem Hauptdolomit ist nirgends aufgeschlossen. Nach S schließt diese Scholle an eine solche aus viel älterem Gestein an, bestehend aus Breccien des Verrucano und des Grödner Sandsteins. Wie hier die Störungslinie verläuft, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Das Gelände ist stark bewachsen. Vermutlich folgt sie aber mehr oder weniger der tiefen Bachrunse südlich der Malga Bandalors.

#### Val d'Algone-Linie.

Die Vall'Agola-Linie setzt sich über den Paß I Coi in die Val d'Algone fort und bildet hier die Trennung zwischen Verrucano und permischem Sandstein einerseits, Hauptdolomit andererseits. Nach S endet der Sandstein in einer Einfaltung im Hauptdolomit.

#### Pallon dei Mughì.

Ganz isoliert ist das Vorkommen von Lias, aus dem der Pallon dei Mughì aufgebaut ist. Es liegt auf einem Untergrund aus E-fallendem Hauptdolomit (im W), Unter- und Mittelrät (im E) und man hat den Eindruck, daß diese Scholle diskordant mit einer fast horizontalen Überschiebungsfläche auf diese Formationen aufgeschoben ist. Von woher sie aber gekommen ist, bleibt fraglich.

### Val Fracinglo-Linie.

Zwischen der Scaglia-Tertiär-Scholle in der Vall'Agola und dem Cima Fracinglo-Zug ist wieder eine Scholle, bestehend aus Hauptdolomit bis Oberrät, nach E aufgeschoben, wahrscheinlich mit einer beträchtlichen N—S-Komponente. Dies zeigt sich am Verlauf der Störungslinie am Talausgang der Val Fracinglo, wo sie aus ihrem N—S-Streichen in NW—SE-Streichen übergeht und der Hauptdolomit am Grasso dei Pastori (also der Cima Fracinglo-Scholle) sich nach S vorschiebt, hinter den N-Ausläufer der Cima Pra dei Camosci.

Nach S an der W-Wand der Cima della Finestra verliert sich die Val Fracinglo-Linie.

Eine isoliert vorgeschobene Schuppe bildet den S-Teil des niedrigen N-Ausläufers der Cima Fracinglo. Wenn man von der gegenüberliegenden Seite des Brentatales diese Stelle betrachtet, dann könnte man geneigt sein, die Störungslinie von Punkt 1910 an weiter nach N durchzuziehen, quer über die Val Brenta und dort irgendwo ausklingen zu lassen. Bei näherer Untersuchung kommt man zu anderen Ergebnissen. Wenn man von der Malga Brenta bassa über Mandra dei Pastori auf den S-Hang des Brentatales steigt, dann zeigt sich, daß das Gestein bis zur Kammhöhe Hauptdolomit ist. Am Kamm nach S gehend, quert man eine Störung und südlich davon ist heller Oberrätalk. Die ganze Basis der S-Wand des Brentatales ist auch Hauptdolomit, also liegt der genannte Oberrätalk auf Hauptdolomit und wird der Kontakt tektonisch sein. Es ist aber möglich, daß sich die Störungslinie von Punkt 1910 nach N fortsetzt, quer über das Brentatal hinüber. Diese Abzweigung ist jedoch auf jeden Fall tektonisch unwichtig. Der Hauptdolomit ist an einigen Stellen so stark gestört, daß möglicherweise tektonische Linien durchziehen können.

### Vedretta dei Camosci-Linie.

Nach E folgt jetzt eine wichtige Überschiebungslinie, welche das ganze Kartenblatt von N nach S durchzieht und welche Trevisan (1936/I) mit dem Namen Vedretta dei Camosci-Linie belegt hat.

Von N her, aus der Val Meledrio, wo sie durch Moränenschutt verdeckt ist, steigt sie auf in die Vallone di Centonia, trennt das obere Rät des Mondifra bassa und alto vom mittleren Rät des Pietra Grande-Zuges, biegt dann nach SW um und quert das Spinaleplateau etwa bis zur Malga Pezzoi. Aus diesem Verlauf läßt sich ableiten, daß die Störungsfläche in diesem Teil NNE streicht und etwa 30—35° fällt. Die Photographie des Störungsdurchganges in der S-Wand der Val Gelada zeigt allerdings ein W-Fallen von etwa 40°. Bei der Malga Pezzoi treten NW—SE verlaufende Querstörungen auf, durch die die Überschiebungsfläche nach E verlegt wird. Diese Querstörungen lassen wieder auf eine N—S-Bewegung schließen. Von der Brücke „Antica Seghe del Lipon“ verläuft die Vedretta dei Camosci-Linie wieder nach S, allerdings jetzt ziemlich in N—S-Richtung und viel steiler W fallend.

Ob die Querstörungen am Spinaleplateau sich noch weiter verfolgen lassen, ist nicht sicher. Das Gestein ist dort oft so brecciös, außerdem bewachsen und mit Oberflächenbreccie bedeckt, daß sich kleinere Störungen nur äußerst schwierig verfolgen lassen. Es ließen sich sehr viele Störungen einzeichnen, Anzeichen dafür sind überall vorhanden. Ich habe am Spinale-

plateau nur die allerwichtigsten Störungen eingezeichnet, die vielen kleinen Störungen würden das tektonische Bild nicht wesentlich ändern.

Das Spinaleplateau ist als ganzes tektonisch stark beansprucht. An vielen Stellen ist das Gestein ganz brecciös, z. B. die Wand unter der Hofer-Hütte, manche Wände an den N-, W- und S-Hängen, große Teile im SE des Plateaus, die Wände in der Umgebung der Malga Vagliana usw. An vielen anderen Stellen ist das Gestein, ohne direkt brecciös zu sein, sehr stark zerklüftet, z. B. bei Ruinace, bei der Pfeiffertafel (welche übrigens jetzt entfernt ist), in der Wand unterhalb Punkt 2021 und die steile Wand südlich vom Grosteweg nördlich der Bezeichnung „Monte“ von „Monte Spinale“ usw. Andere Stellen liegen wieder vollkommen ungestört da, so z. B. der Campo Centenair, wo flach geneigte, leicht verkarstete untere Rätschichten in großer Ausdehnung anstehen. Die Klufflächen im zerklüfteten Teil verlaufen überwiegend W—E, mit meistens starkem N- oder S-Fallen.

Das oben Gesagte, mit Ausnahme des Campo Centenairs, bezieht sich auf die Wände des Spinaleplateaus oder auf die Hänge. Aber auch die Oberfläche zeigt sehr oft gestörtes Gestein, vielfach stark verkarstet mit häufiger Dolinenbildung. Es kommen Dolinen vor bis 10 m Durchmesser und 5 m Tiefe. Meistens geht aber die Verkarstung und die damit verbundene Auflockerung der Oberfläche nicht tief, man kann dies beobachten an den Löchern, welche die Almleute bei der Suche nach Wasser gegraben haben. Schon  $\frac{1}{2}$  m unter der Oberfläche ist manchmal das Gestein wieder ganz normal. Aber die wellige Oberfläche mit den tiefen Dolinen und dem brüchigen Charakter des Gesteins gibt dem Gelände über große Ausdehnung oft ein sehr bergsturzähnliches Aussehen, besonders im S bei der Busa di Genevri, Pozza di Cavai, Doss dei Vaccheri usw.

An einigen Stellen ist das Gestein so stark zertrümmert, daß man von Mylonitonen reden kann, z. B. am Pornitzweg nördlich der Grotta Montagnoli, im E-Teil des Fritz-Schrödter-Weges, am Weg zur Tillyhütte, am Prinz-Leopold-Weg, am Giseloweg usw. In einigen Fällen kann man solche Mylonitonen mit Störungslinien in Verbindung bringen.

Ein Umstand, der die Kartierung des Spinaleplateaus sehr schwierig macht, ist die weitgehende fazielle Übereinstimmung großer Teile der Schichtfolge. Dolomitschichten im mittleren Rät sind an sich ununterscheidbar vom Hauptdolomit, beide haben den gleichen Habitus und die gleiche weiße, sandige, rissige Anwitterung. Dunkle Mergel und Kalke findet man sowohl im unteren wie im mittleren Rät. Helle Kalke aus dem mittleren Rät sind wieder oft ununterscheidbar von solchen aus dem oberen Rät. Das Spinaleplateau ist überdies fast ganz bewachsen und das Gestein tritt meistens nur schichtweise zutage. Wenn diese kleinen Aufschlüsse dann noch verkarstet, zerklüftet oder gar brecciös sind, dann ist es im kleinen Bereich meistens unmöglich festzustellen, zu welcher Formation das Gestein gehört.

Der W-Teil des Spinaleplateaus, also der Teil westlich der Überschiebungslinie, besteht an der Basis, also im Sarcatal, aus unterem Rät, worauf normal mittleres Rät und oberes Rät liegen. Auf der Hochfläche nördlich des Aussichtspunktes 2093 tritt noch einmal mittleres Rät auf mit gut ausgebildeten Megalodontenbänken, mit dolomitischen Zwischenlagen usw., mäßig steil nach NE fallend, darauf liegt normal oberes Rät. Dieses letzte Paket Mittel- und

Oberrätschichten stellt eine Scholle dar, die von N auf die Liegende geschoben ist. Hier tritt also wieder N—S gerichtete Bewegung hervor.

Im E des Spinaleplateaus liegt eine nach N umgekippte Scholle von Hauptdolomit bis Mittelrät. Südlich vom Spinaleplateau zieht die Überschiebungslinie weiter, wie schon gesagt, N—S streichend und steil W fallend, über Grasso d'Oveno, das Brentatal querend, an der W-Seite des Tales der Vedretta dei Camosci, über Cima di Vall'Agola, Cima Pra Fiorito, an der Basis der E-Wand von Le Tose bis zum Kar Parol. Hier ist der südwestlichst gelegene Punkt der Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande. An diesem Punkt fängt der horizontal verlaufende Austritt der Überschiebungsfläche an, längs welcher

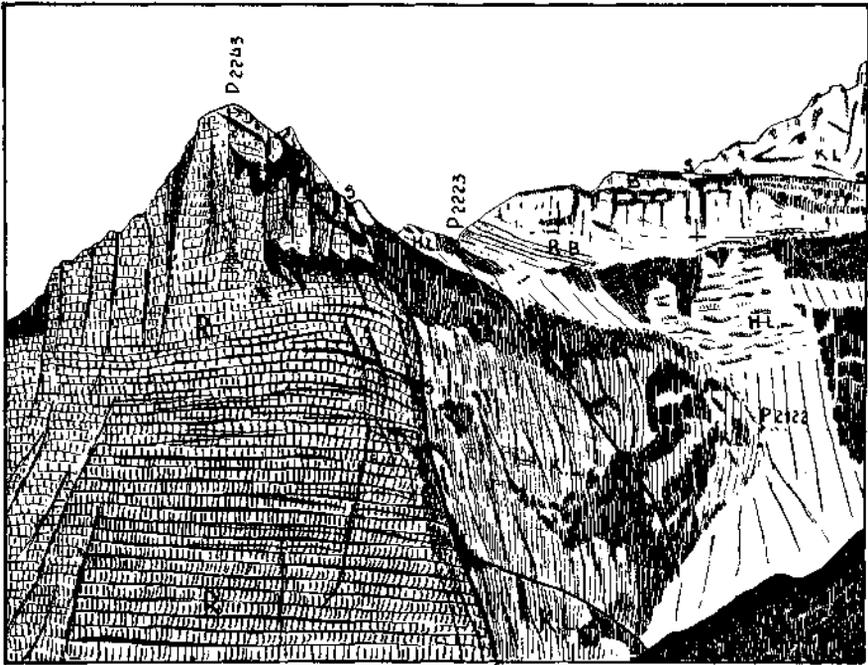


Fig. 1. S-Wand der Pozza bassa am Marugini.

R = Rätkalk. K. L. = Kalklias. H. L. = Hornsteinlias. R. B. = Role Breccie (Ammonitico rossoähnliches Gestein. B = Biancone. S = Störungslinie. . . . . Fußweg. Am Fußweg oberhalb P. 2122 liegt Hornsteinlias diskordant auf Kalklias.

die Scholle nach S aufgeschoben ist. Auch ist hier der Anfang der Überschiebungslinie, längs welcher das Gebirge zwischen Castel dei Camosci und Monte Cresole, bedingt durch die Änderung der Streichrichtung ihrer Schichten, nach SE aufgeschoben ist. Diese Linie verliert sich aber bald. Eine dritte Fortsetzung der Vedretta dei Camosci-Linie nach S ist die, an welcher das ganze Gebiet östlich der Val d'Algone nach E aufgeschoben ist. Diese beiden Störungslinien lassen sich in der S-Wand des Parol sehr deutlich beobachten. Die letztere ist sehr schön zu sehen südlich der Pozza bassa am Marugini (Fig. 1) und in der N-Wand der Pozza Bene di Dorsino. In der oberen Val di Jon ist sie auch noch gut zu verfolgen; die obere Val di Jon, bis an die Malga Jon, hat durch das Durchziehen dieser Störung ihre schluchtartige

Form erhalten. Von der Malga Jon nach S bekommt das Tal eine regelmäßige „V“-Form. Das Gestein besteht aus Hauptdolomit bis Oberrät. In der S-Wand der Val di Jon stoßen Unterrätschichten an Lias. Am Monte Ghirlo (G. D. B. K.) steht hellgrauer Kalk, stellenweise oolithisch und hornsteinführend, an. Etwas weiter nördlich, östlich des Monte Brugnol, tritt im Streichen noch Hornsteinlias auf. An einen Hang, an dem so verschiedenartige Gesteine aneinanderstoßen, würde man erwarten, von der gegenüberliegenden Talseite aus eine deutliche Störung feststellen zu können. Trotz genauesten Absuchens der Wand vom Standort Le Pozze aus habe ich keinen eindeutigen Störungsdurchgang gesehen. Die ganze Wand ist stark gegliedert durch tiefe Runsen und auf den ersten Blick sieht es so aus, als ob mehrere Störungen durchzögen. Bei näherer Untersuchung scheinen aber die Schichten doch auf beiden Seiten der vermeinten Störungslinien fortzuziehen. Ich bin aber überzeugt, daß hier irgendwo eine Störungslinie verlaufen muß und ich habe sie dort gezogen, wo sie mir am wahrscheinlichsten erschien.

Der ganze Streifen zwischen der Judikarienlinie und der Vedretta dei Camosci-Linie bildet in großen Zügen eine tektonische Einheit: die Scholle des Monte Spinale—Cima Fracinglo—Castel dei Camosci. Ausgenommen hievon ist der Verrucano und der permische Sandstein am W-Hang der Val d'Algone.

Diese Scholle ist als Ganzes nach E aufgeschoben an der Vedretta dei Camosci-Störungsfläche. Zur gleichen Zeit oder nachträglich fand ein N—S-Schub statt. Sie ist stark gestört (Val d'Algone-Linie, Val Agola-Linie, Val Fracinglo-Linie), aber keine dieser Linien erreicht nur annähernd die Länge und die Sprunghöhe der Vedretta dei Camosci-Linie, deren Sprunghöhe schwankt zwischen etwa 500 m an der Val Gelada und etwa 1500 m an der Vedretta dei Camosci.

Als Zeichen des N—S-Schubes dieser Scholle wurden schon die Querstörungen am Monte Spinale genannt. Eine andere Stelle, die darauf hinweist, findet man an der W-Seite der Malga Brenta alta. Hier biegen die Schichten (untere und mittlere Rätsschichten) nach der Störungslinie hin aus ihrem gewöhnlichen N—S-Streichen um in etwa W—E-Streichen bei mäßig steilem S-Fallen.

Weiter läßt sich der N—S-Schub noch feststellen in der Umgebung des Castel dei Camosci. Am E-Hang der Val d'Algone (wo sich übrigens die größte ungestörte Reihenfolge von Formationen in der Brenta aufbaut, nämlich von Hauptdolomit am Talboden bis Scaglia am Monte Brugnol) ist im S-Teil das Streichen regelmäßig NNE—SSW bei mäßig steilem E-Fallen. An der Cima Forcolotta ändert sich das Streichen ganz plötzlich in ENE—WSW-bis E—W-Richtung, zusammen mit bedeutender Zunahme des Fallens, z. T. bis Saigerstellung. Die Umgebung der Malga Asbelz (jetzt Malga Dorsino genannt) besteht aus solchen annähernd S steil einfallenden Schichten. Es ist deutlich, daß sich die Schubfläche, an der der N—S-Schub stattgefunden hat, hier ziemlich nahe unter der Oberfläche befinden muß: Die Schichten haben infolge des Widerstandes längs dieser Fläche die Steilstellung angenommen. Zu einer gänzlichen Abseherung ist es jedoch nicht gekommen. Vom Kar Parol zieht ein Ableger der Vedretta dei Camosci-Störung E am Monte Cresole vorbei, überquert die Pozza Bassa, ist auch am Marugini noch deutlich festzustellen, wo unterer hornsteinfreier Lias auf Biancone liegt, aber von dort

nach W läuft sie aus. Sie ist noch zu sehen am Vorspringen des ammonitico rosso-ähnlichen Gesteins vom Castello dei Camosci nach N, nach der Malga Zgolbia hin, aber weiter ist sie weder in der Busa di Venedig noch in Le Binde festzustellen. An der W-Seite von Le Pozze ziehen die Schichten ungestört durch.

### Pozza Tramontana-Linie.

Diese fängt an im Talschluß der Val d'Ambiez im Kar Parol, zieht im Halbkreis bis zur Forcolotta di Noghera und verfolgt dann ihren Weg über Pozza Tramontana und Massodi nach N, bis sie W vom Sasso Rosso aus dem Kartenblatt austritt, mit dem N-Teil der Vedretta dei Camosci-Linie umschließt sie die Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande.

Die Pozza Tramontana-Linie (der Name stammt von Trevisan) läßt sich in drei Abschnitte teilen. Der S-Teil, vom Parol bis zur Pozza Tramontana, stellt den Austritt dar der Überschiebungsfläche, längs welcher die genannte Scholle nach S aufgeschoben wurde. Der mittlere Teil, von der Pozza Tramontana bis zur steilen Riune Lavinone, ist die NNE—SSW verlaufende W fallende Störungsfläche, an welcher die Scholle nach O aufgeschoben wurde. Der N-Teil ab Lavinone nach N ist nicht W, sondern steil E fallend und bildet einen Teil der Schubfläche, an welcher die Sasso Rosso—Lago Tovel-Scholle (worüber unten mehr) nach S vorgeschoben wurde.

Im S-Teil ist der N—S-Schub der Cima Tosa—Pietra Grande-Scholle sehr schön zu sehen. Die hier nach S auf mittlere und obere Rätsschichten aufgeschobene Scholle ist die, welche im Kartenbereich am meisten emporgepreßt wurde. Sie umfaßt die höchsten Brentagipfel, den ganzen zentralen Brentastock und den größten Teil des Pietra Grande-Massivs. Der Talschluß der Val d'Ambiez besteht aus normal gelagertem Hauptdolomit, unterem und mittlerem Rät. Die sich im Talhintergrund oberhalb dieser Schichten erhebenden Gipfel der Cima Tosa, Cima d'Ambiez und Cima di Ceda bestehen wieder aus Hauptdolomit, der sich an der Cima Tosa bis fast 3200 m emporhebt. Die Grenze Hauptdolomit—unteres Rät liegt im Talschluß bei etwa 2000 m, die Sprunghöhe zwischen beiden Schollen beträgt also mindestens 1200 m.

Der Austritt der Überschiebungsfläche beschreibt im Talschluß einen Halbkreis, der auf der ganzen Strecke in derselben Höhe verläuft, die Überschiebungsfläche muß im S-Teil, also ganz horizontal liegen. Erst am Austritt der Überschiebungsfläche zeigen die Schichten Stauchung: am Sporn W von „Castei“ biegen die Schichten deutlich ein. Viel ausgeprägter ist die Stauchzone am Grat der Forcolotta di Noghera, wo die Schichten steil bis saiger nach S einfallen, am S-Ende des Grates scharf abschneidend gegen das obere Rät der N-Wand des Doss di Dalum (Fig. 2).

Aus dem Verlauf der Störungslinie in der Pozza Tramontana läßt sich ableiten, daß die Überschiebungsfläche hier etwa N 60° E streicht und 30° N fällt. Hier ist also der N—S-Schub noch stark ausgeprägt.

S des Rifugio Pedrotti geht das Gestein nicht allmählich aus seiner flachen Lage in die Stauchzone über, sondern ist der S-Teil der Scholle abgebrochen und schiefgestellt.

In der E-Wand der Pozza Tramontana ist an der Überschiebungsfläche ein stark gefalteter Fetzen unteres Rät eingequetscht. Die mittleren Rätsschichten zwischen Pozza Tramontana und Val Noghera, vor der Stirn der

Überschiebung gelegen, sind auch gestaucht. In der S-Wand der Pozza Tramontana sieht man eine Flexur (Abb. 4, Taf. XVIII) und weiter nach S im Bereich der Karrenfläche zwischen Pozza Tramontana und Val Noghera fallen die Schichten sehr steil nach NW ein. Die Steilstellung trifft u. a. das ganze Paket Megalodontenbänke des mittleren Rät, das hier sehr schön entwickelt ist.

Vor der Stirn dieser Schuppe ist am Passo di Ceda noch eine zweite Störung zu beobachten, die als Begleitstörung der Überschiebung anzusehen ist. Zwischen den dunklen Unterrät- und Mittelrätsschichten ist ein schmaler Streifen hellen Kalkes eingepreßt. Diese Störung quert die Val Noghera und ist in der N-Wand des Doss di Dalum noch zu verfolgen. Das Gestein ist

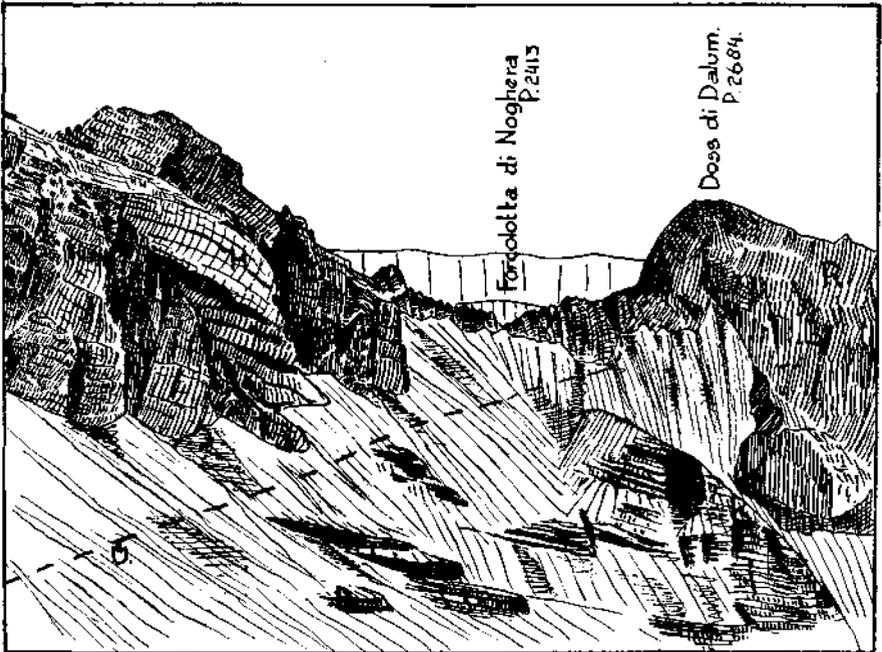
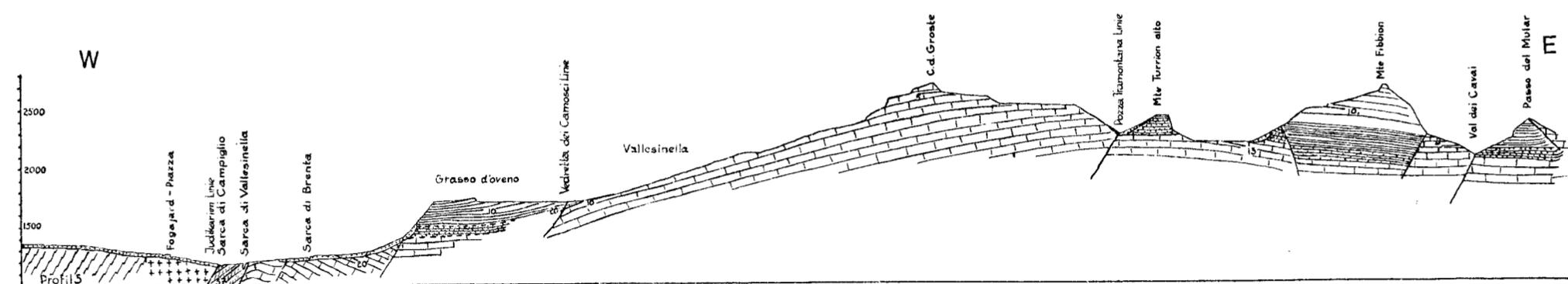
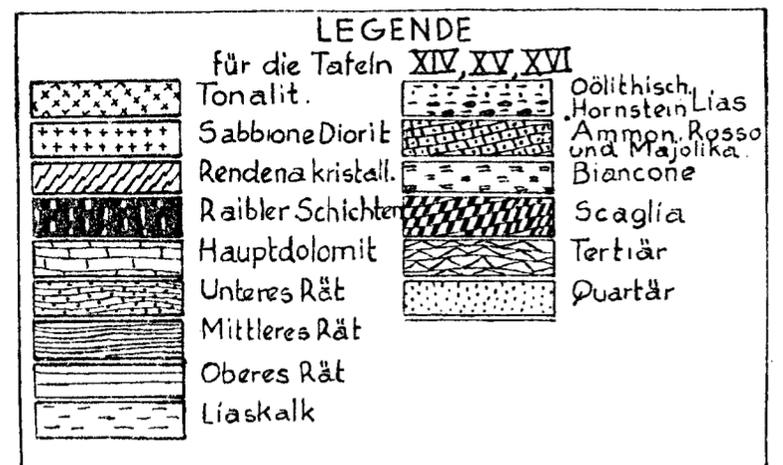
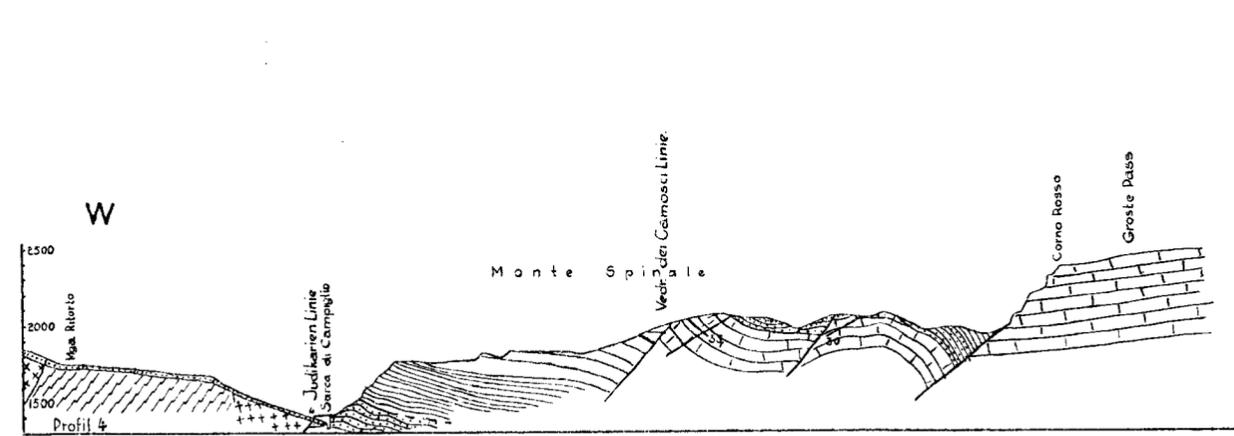
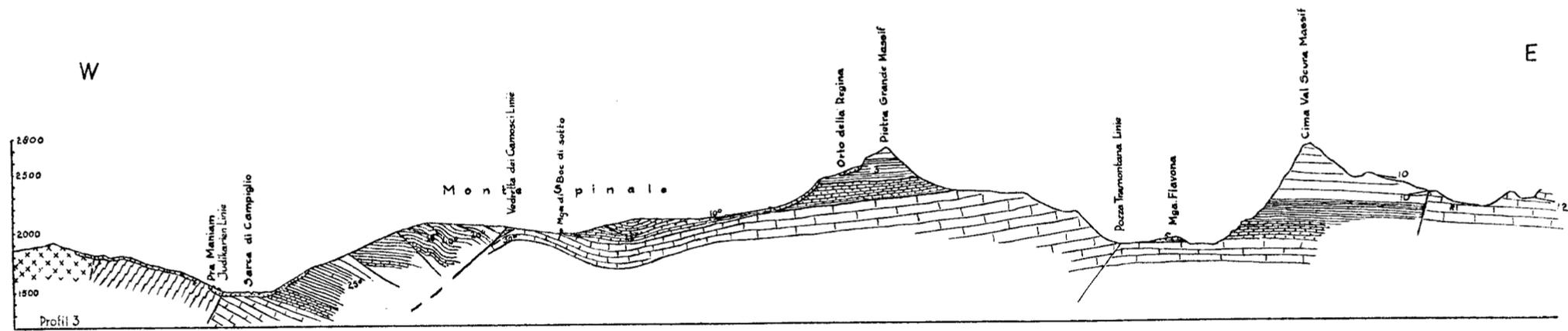
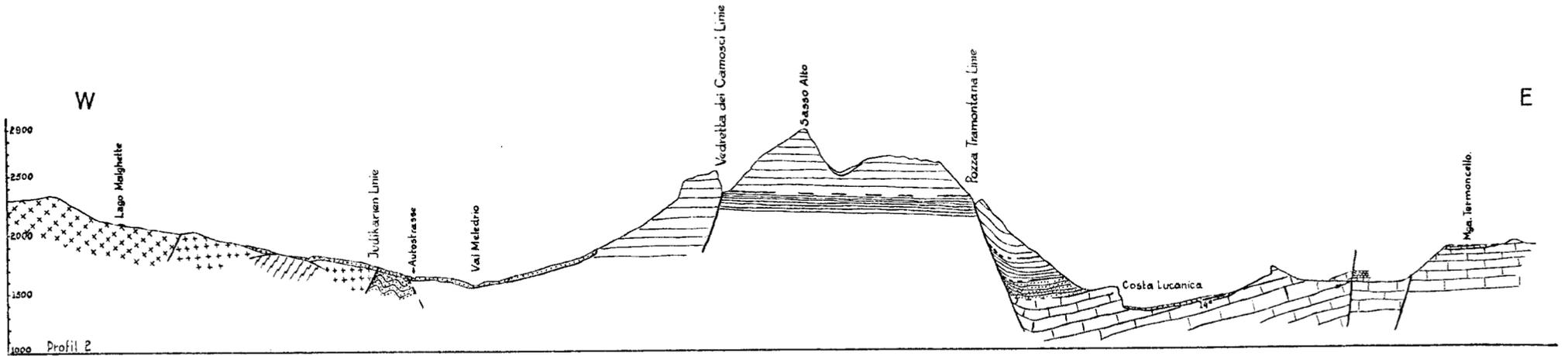
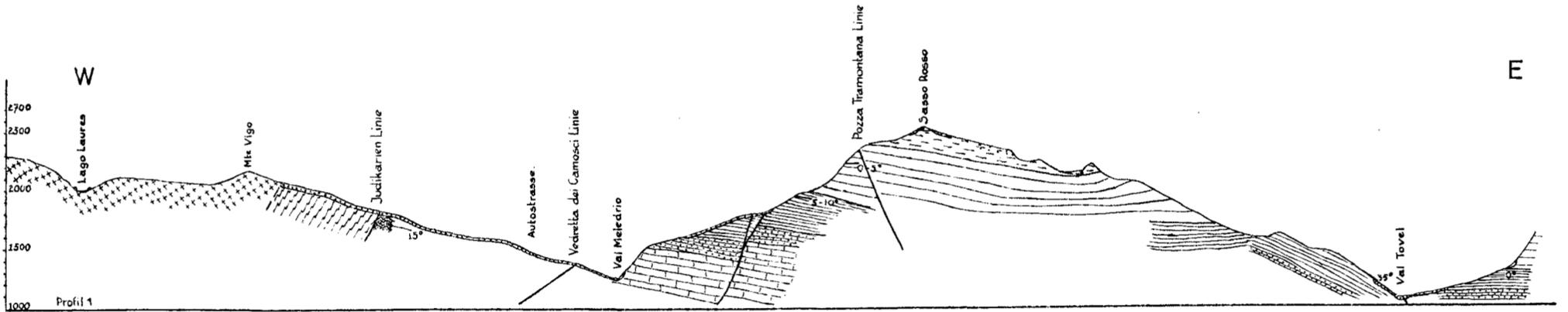


Fig. 2. Überschiebung im Talschluß der Val d'Ambiez.  
H = Hauptdolomit. R = Rätmergel und Kalk. Ü = Überschiebungslinie.

dort neben dem Störungsdurchgang etwas brüchig und zeigt keine deutliche Schichtung; von der schönen liegenden Falte, welche gerade unter dem „o“ von „Noghera“ in der topographischen Karte eingezeichnet ist, ist nichts zu sehen. Wenn man will, kann man in dieser brüchigen Zone mehr oder weniger bogenförmig verlaufende Linien unterscheiden, mit Faltung hat das aber nichts zu tun.

Der mittlere Teil der Pozza Tramontana-Linie verläuft von der Pozza Tramontana nach N durch Massodi und dann zwischen Castello und Castel Alto. Deutlich ist hier die W—E-Bewegungsrichtung ausgeprägt. Der obere Teil des Castel Alto liegt diskordant auf dem unteren, muß also bei der Aufschiebung verschleppt worden sein. Der untere Teil schiebt sich keilförmig



darunter. In diesem oberen, der Störungsfläche anliegenden Teil befindet sich eine schmale aber deutliche Flexur.

Westlich vom Turrion Alto bei Punkt 2299 klebt an der Wand ein Fetzen rötlicher, stark brecciöser Hauptdolomit, wahrscheinlich ein Rest des zertrümmerten Gesteins an der Störungszone. Sehr bezeichnend für die Bewegungsrichtung dieser Scholle ist die Felswand südwestlich der Malga Flavona. Diese zeigt mäßig steiles SE-Fallen, ganz abweichend von dem am Campo Flavona üblichen flachen N-Fallen.

Bei der steilen Rinne Lavinone ändert sich plötzlich Richtung und Charakter dieser Störungslinie. Aus der N—S verlaufenden steil W fallenden wird eine NNW verlaufende, steil E fallende Fläche. An dieser Fläche ist die Scholle des Sasso Rosso—Lago Tovel nach S aufgeschoben.

Die Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande zeigt erstaunlich wenig tektonische Beanspruchung im Gegensatz zu den Schollen des Monte Spinale—Cima Fracingo—Castel dei Camosci. Die Länge beträgt im Kartenbereich schon 15 km, die Breite wechselt von 2—5 km. Man sollte erwarten, daß durch die stattgefundenen W—E- und N—S-Bewegung größere Querverschiebungen aufgetreten wären. Solche gibt es jedoch nicht, kleinere, tektonisch unwichtige wahrscheinlich sehr viele, diese sind aber im einförmigen Hauptdolomit sehr schwer festzustellen, Anzeichen sind jedoch dafür da. An der Punta di Campiglio liegen die Schichten z. B. noch sehr flach. Unmittelbar westlich davon zieht eine Störung durch, Richtung etwa N 40° W und an der anderen Seite dieser Störung fallen die Schichten 20° nach NW. Ähnliches läßt sich feststellen an der W- und E-Wand der Vedretta di Crozzon. Die W-Wand fällt in ihrer ganzen Mächtigkeit von 1000 m etwa 10° NW, die E-Wand hat dieselbe Neigung nach SE. Die Umbiegung müßte gerade unter dem Gletscher liegen, es ist wahrscheinlich, daß dort eine Störung durchzieht.

Weiter ist auffallend, daß in dem festen Hauptdolomit die Gehirgszüge so stark gegliedert sind, was besonders zwischen der Cima di Brenta und der Cima Tosa, in den Fulmini, der Fall ist. Dies liegt wohl daran, daß wir uns hier im südlichen Teil der Scholle befinden, welche an einer flachliegenden Überschiebungsfläche aufgeschoben ist. Die Mächtigkeit der Schuppe dürfte hier nicht mehr sehr groß sein, und so ist es verständlich, daß während der Bewegung in dieser Gesteinsplatte Sprünge und Risse entstanden sind, die ohne tektonische Bedeutung zu haben, doch das Gestein ziemlich tief durchsetzt haben und die für die Erosion günstige Angriffspunkte bildeten. Wenn auch Schwinner (1913, S. 214) sagt, daß man jetzt ganz von der Theorie abgekommen ist, die jäh das Gebirge durchreisenden Täler der Brenta als klaffende Bruchspalten aufzufassen, so bin ich doch überzeugt, daß die Täler im zentralen Brentastock tektonisch vorgebildet waren. Es spricht dafür auch der Umstand, daß diese Täler immer mit einer mehr oder weniger tiefen Scharte den Gebirgskamm durchsetzen und sich an der anderen Seite des Kammes in das dort liegende Hohtal fortsetzen. Es läßt sich auch ein regelmäßiges Verhalten in den Talrichtungen zueinander feststellen. Sie konvergieren nämlich nach NW. Die Richtungen sind:

Val Brenta—Bocca di Brenta—Tal östlich der Bocca di Brenta (unbenannt): SE.  
Vedretta di Brentei—Bocchetta dei Massodi—Busa dei Massodi: ESE.  
Vedretta di Brenta—Bocca di Tuckett—Val Persa: ESE.

Die Achse der Konvergenz liegt in der Richtung, in welcher die Scholle vorgeschoben ist, etwa in dieser Richtung liegt das längste, tiefst eingeschnittene Tal, das Brentatal.

Viel auffallender ist das Vorherrschen bestimmter Kluftrichtungen und der Zusammenhang zwischen Kluft- und Talbildung an der Grostehochfläche und deren Umgebung.

Die Klüftung an der Grostehochfläche verläuft überwiegend N 70° W und senkrecht darauf N 10—20° E; im N-Teil überwiegt die N-70°-W-Richtung. Viele Karrenspalten verlaufen in dieser Richtung und die Felszeichnung in der A. V. K. zeigt sehr deutlich, wie auch über große Entfernungen tiefe Risse das Gestein in dieser Richtung durchsetzen. Die Cima del Groste hat an drei Seiten die Wirkung dieser Klüftung erfahren. Der N-Ausläufer ist von einer N 70° W verlaufenden Kluft durchsetzt, der Bergsturz an der W-Wand hat an einer N 10° E gerichteten Kluft stattgefunden, die S-Wand ist wieder bedingt durch eine N-70°-W-Kluft. Diese letztere ist nur ein kleiner Teil einer sich über die ganze Breite des zentralen Brentastockes fortsetzenden Kluft, welche im W schon anfängt in der Nähe des oberen Wasserfalles der Vallesinella. Sie setzt sich dann, durch eine deutliche, auch in der Karte angegebene Rinne gekennzeichnet, fort bis Punkt 2184. Von dort aus war sie Ursache für die Bildung der steilen N-Wand des Castello di Vallesinella—Castelletto inferiore-Massivs und für die S-Wand der Cima del Groste. Sie verfolgt ihren Weg über die Bocchetta dei Camosci, zieht dann weiter an der Wand südlich der Linie Punkt 2546 bis Punkt 2558 entlang und endet am Fuß der Wand bei Punkt 2390 an der Pozza Tramontana-Linie. In Wirklichkeit tritt diese Linie noch schöner heraus als im Kartenblatt. Von Punkt 2184 am Höhenweg schaut man an einer kerzengeraden Linie entlang den senkrechten Felswänden bis hinauf auf die Bocchetta dei Camosci. Durch die perspektivische Felszeichnung in der Karte wird dieser Eindruck einigermaßen verwischt. Das Tal der Vallesinella liegt wieder in der Verlängerung dieser Kluft. Der auffallend lange Riß der A. V. K. von Punkt 2353 südlich der Bezeichnung „Pra Castron di Flavona“ nach ESE setzt sich im Pietra Grande-Massiv in tektonisch unwichtige Risse fort.

Der Abstieg vom Grostepaß zum Campo Flavona führt durch eine oft tief eingeschnittene Schlucht, welche auch überwiegend N-70°-W-Richtung hat. In der W-Verlängerung befindet sich der Riß, der den S-Teil des Pietra Grande-Sporns abtrennt.

Die Störung am Passo di Val Gelada scheint sich fortzusetzen in die deutlichen Risse, welche den E-Hang unter der Val delle Giare durchsetzen.

Auch die steil abbrechende S-Wand der Grostehochfläche, vom Corno Rosso bis zu Punkt 2562 verläuft N 70° W.

#### Rossati—Clamer-Linie.

Diese ist die nächst östlich folgende Überschiebung. Sie wurde von Schwinner (1913) ausführlich beschrieben und von einer Besprechung kann hier abgesehen werden. Nur die Stellen, wo die Bewegungsrichtungen hervortreten, seien hier erwähnt.

Schwinner beschreibt schon die zwei schönen Aufschlüsse der Überschiebung am Rossati und im S-Teil der Val Dore.

Die liegende Falte an der S-Seite des Rossati ist sehr deutlich (Fig. 3). Sehr merkwürdig ist der Gegensatz zur N-Wand dieses Gipfels, weil dort die Schichten bis an die Spitze hinauf ganz normal horizontal liegen (Abb. 3, Taf. XVIII). Der Gipfelkamm des Rossati liegt parallel der Störungslinie und es ist auffallend, daß ein W—E gerichteter Druck an der S-Seite des Gipfelaufbaues solche Wirkung hat, daß eine liegende Falte entsteht, während 100 m weiter an der N-Seite davon nichts mehr zu sehen ist. Eine Erklärung dafür gibt vielleicht die Annahme, daß die Achse dieser Falte nach S fällt, mit anderen Worten, daß der gefaltete Teil der N-Spitze viel höher lag und inzwischen wegerodiert wurde.

Das Fallen der Überschiebungsfläche beträgt am Rossati und weiter südlich bei Punkt 2100 zwischen 40 und 50° W. Nach der Skizze von Trevisan (1936, S. 11) ist das Fallen an letzter Stelle bedeutend steiler. Dies kommt daher, daß seine Photographie von dieser Stelle nicht die richtige Sachlage wiedergibt. Ich habe von genau demselben Standort eine Photographie gemacht, aber auch noch eine von einem höher gelegenen Standort weiter nördlich (Abb. 1 und 2, Taf. XVIII), und von dort aus sieht man, daß die Störung, welche Trevisan als die Überschiebungslinie ansieht, nur eine sekundäre ist. Die Scholle, die er einzeichnet zwischen seiner Überschiebungslinie und der gestrichelten Linie, welche vom selben Punkt weniger steil am Fuß der Wand hinaufzieht, besteht aus Rät und nicht aus Scaglia. Und diese gestrichelte Linie ist die Überschiebungslinie. Beide Linien in der Wand sind rot gefärbt durch verschleppte Scaglia. Ich halte das Gestein, das Trevisan als aschenfarbige Scaglia (*Scaglia cinerea*) deutet, für Tertiär, denn im Streichen dieser Schichten habe ich weiter südlich graue Mergel mit sehr vielen Nummuliten gefunden.

Ein Beispiel für die N—S-gerichtete Bewegung findet man in der E-Wand der Val di Cavai, am Passo del Mular. Die Stirn einer N—S-Überschiebung liegt noch gerade am E-Rand des Kartenblattes. Der Grat des Passo del Mular sieht ziemlich gleich aus wie der der Forcolotta di Noghera. Auch hier sind saigere bis steil S-fallende Schichten durch Stauchung verursacht. Allerdings, wie Schwinner schon feststellt, nicht so gleichmäßig, wie die Kartenzeichnung es darstellt. Auch der fast W—E-verlaufende Störungsdurchgang am Passo del Clamer bei N-Fallen deutet auf N—S-Schub.

Der Streifen zwischen Rossati—Clamer-Linie im E und Pozza Tramontana-Linie—Vedretta dei Camosci-Linie im W fasse ich zusammen unter dem Namen Cima di Ghez—Monte Fibbion-Scholle. Im S-Teil ist sie ganz ungestört, im N-Teil zerfällt sie in verschiedene Teilschollen, welche in S-Richtung verschieden hoch aufgeschoben sind. Es treunt sich dort im E der Groz del Re-Zug ab, der Cima val Seura—Monte Fibbion-Zug ist auch etwas nach S vorgeschoben, im W nimmt die Sasso Rosso—Lago Tovel-Scholle eine Sonderstellung ein. Weiter nach N, noch im Bereich des Kartenblattes verlieren sich die Störungslinien, die diese Teilschollen rennen.

Trevisan (1936) zeichnet in dieser Scholle in Fig. 1 und 4 noch eine N—S-Aufschiebung ein, zwischen Val Persa und Malga Spora, S des Crozzon dei Mandrini. Für diese Annahme spricht gewiß das stark gestörte Gestein

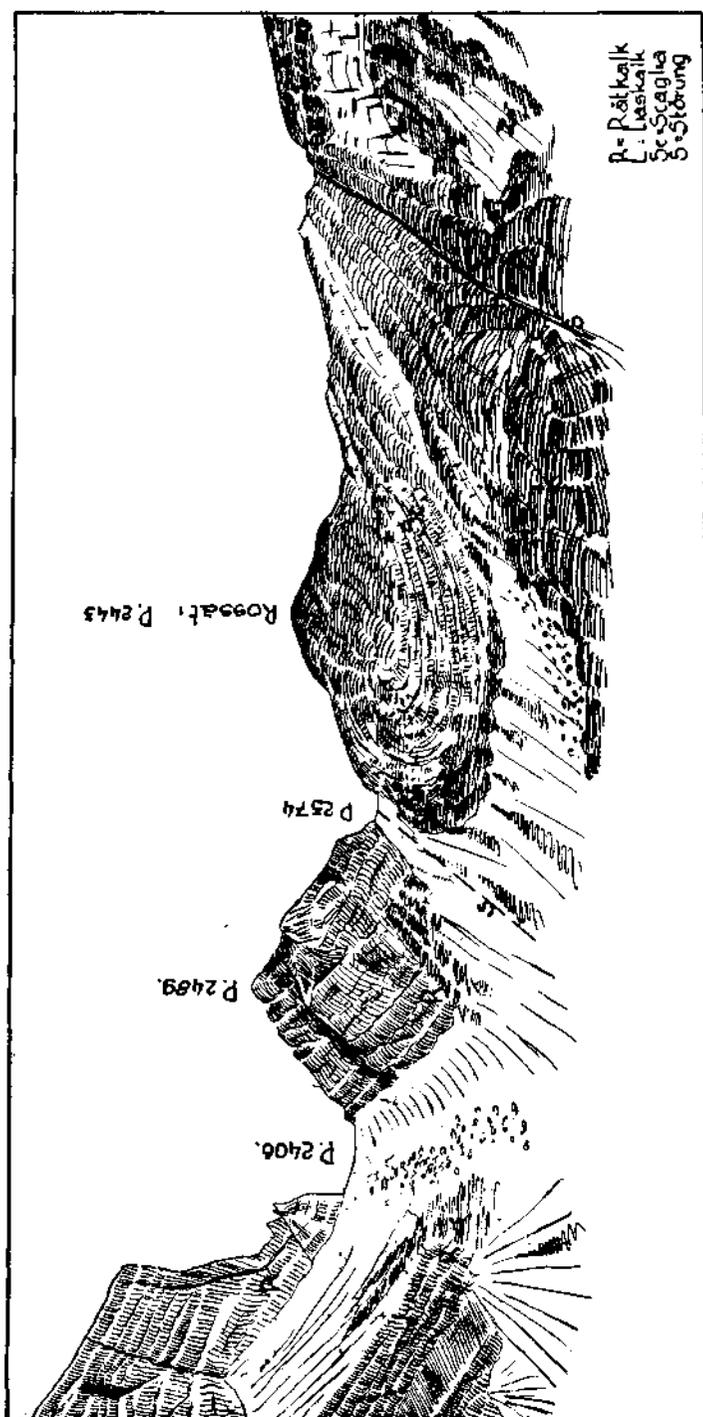


Fig. 3. S-Seite vom Rossati. Umbiegen der Scagliaschichten an der Rossati—Clamer-Linie.

in dieser Gegend, und wenn wirklich das Gestein des Pizzo del Clamer und der Busa dell'Acqua aus unterem Rät besteht, wie Trevisan angibt, dann ist es sicher, daß hier noch eine Schubfläche besteht. Ich habe bei meiner Begehung dieses Gebietes im Sommer 1935 hier nur Hauptdolomit festgestellt.

Schwinner (1913) und auch Fabiani (Blatt Trento der Carta Geol. delle Tre Venezie) fassen die Croz del Re-Überschiebung so auf, als ob daran die ganze Scholle zwischen Rossati—Clamer-Linie und Pozza Tramontana-Linie teilgenommen hätte. Beide Autoren rechnen sowohl das Gestein des Croz del Re-Zuges wie das des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges zum Hauptdolomit und haben nicht die Störungslinie gesehen, die an der W-Seite der Val di Cavai verläuft und die den Oberrätalkalk auf der W-Seite vom Hauptdolomit auf der E-Seite trennt. Die Störungslinie ist besonders schön zu sehen bei Punkt 2259, südlich der Cima di Val Strangola. Hier hat sich an der Stelle, wo die Störung durchzieht, eine Scharte gebildet. Nur der Teil der Scholle, welcher im Dreieck Sporminore (G. D. B. K.)—Passo del Mular—Lago Tovet liegt, ist vom übrigen W-Teil losgerissen und hat sich mehr gehoben. Nach N hängt dieser Teil ganz normal mit dem Rest der Scholle zusammen.

Interessant ist noch, daß Vacek (Spezialkarte Blatt Trient) das Gestein auf beiden Seiten der Störung zu den „Rätalken und -dolomiten“ rechnet. Die Sasso Rosso—Lago di Tovet-Teilscholle nimmt in tektonischer Hinsicht eine vermittelnde Stellung ein zwischen den E und W angrenzenden. Er liegt tektonisch niedriger wie die Scholle der Pietra Grande, wie dies deutlich zu sehen ist am Vorspringen der Schichten am Grande Formenton und bei der Malga Denno, und tektonisch höher als der östlich angrenzende Teil der Cima Val Scura—Monte Fibbion-Teilscholle. Diese Sasso Rosso—Lago Tovet-Teilscholle wurde tektonisch stark beansprucht, was sich in der starken Zerklüftung des Gesteins an vielen Stellen zeigt, z. B. an dem von W vorspringenden Rücken mit E-Fallen nördlich des Tovelsees, in den Wänden der Costa Lucanica, welche stark durchsetzt sind mit Störungslinien, und an der steilen E-Wand unterhalb des Campo di Tuenno, wo die Rätschichten oft zu einer endogenen Breccie zertrümmert sind, wie sie in der Sarcaschlucht direkt neben der Judikarienlinie nicht schöner ist. Weiter spricht dafür die Tatsache, daß südlich des Tovelsees das Gestein W fällt, während es nördlich davon ziemlich steil E fällt. Am Passo di Pra Castrom, südlich vom Sasso Rosso, ist das Fallen und Streichen stellenweise ganz unregelmäßig.

Die Störungslinien auf beiden Seiten dieser Scholle verlieren sich rasch und das Gestein schließt bald wieder normal an. Am Pollette beträgt die Sprunghöhe etwa 600 m, westlich vom Sasso Rosso noch etwa 100 m. Am Pra del Asino beträgt die Sprunghöhe mindestens 360 m (die untere Rätgrenze wird noch nicht erreicht) und in der Val Tovet am Rand des Kartenblattes liegen die Mittelrätschichten auf beiden Seiten des Tales in fast gleicher Höhe.

#### Molvenolinie.

Diese tritt in das Kartenblatt ein NE von Molveno, quert den Ausgang der Val delle Seghe und verläuft am W-Ufer des Molvenosees nach S.

Bei Molveno sind Hauptdolomit- bis Rätschichten aufgeschoben auf Liasoolith bis Tertiär. Die Störungslinie ist nirgends aufgeschlossen. Gerade

N von Molveno springt die Linie einige 100 m nach SE vor. Der an diesem Punkt nach S vordringende Keil hellen Rätalkales bildet die außerordentlich stark zertrümmerte Wand mit hohen Schutthalden „Grasso dell'Golate“ oberhalb Molveno, die das Landschaftsbild dort beherrscht. Schwinner (1913) deutet auch diese Wand als Bergsturz, was nicht zutrifft. Im starken Gegensatz zu diesem Trümmerhaufen steht das fruchtbare bebaute Gelände am Fuß dieser Wand, wo das Gestein aus Scaglia und Tertiär besteht.

Die Molvenolinie verliert sich nach S. Die Tertiärschichten am Quadre, welche noch rund 1000 m über der Talsohle liegen, biegen mit der ganzen Schichtfolge stark nach S ein, und in der Gemeinde San Lorenzo liegen die Tertiärschichten auf beiden Seiten der Störungslinie in gleicher Höhe.

Das Gestein E der Störung bildet eine gestörte Mulde, deren Achse nach S ansteigt, was gut zu beobachten ist am Umbiegen der Schichten am SE-Ufer des Molvenosees. Bei Moline steht jedoch wieder Scaglia-Tertiär an. Hier scheint die Achse also wieder unterzutauchen.

Einen schönen Überblick über den SE-Teil der Brentagruppe bietet die Skizze nach einer Aufnahme von L. Aegerter in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1908, worauf auch dieses Gebiet sehr deutlich dargestellt ist.

Die N—S-Bewegung ist in dieser Scholle zwischen Rosatti—Clamer-Linie und Molvenolinie an mehreren Stellen klar ausgeprägt.

Das Vorspringen der Linie nach SE, oberhalb Molveno deutet darauf hin.

Eine Stauchfalte, fast E—W gerichtet, ist sehr schön aufgeschlossen W von Moline bei der Gemeinde San Lorenzo (siehe auch die obengenannte Skizze). Der N-Schenkel biegt ganz regelmäßig ein, vom S-Schenkel ist nur ein langer Zug Oolith mit aufgelagerter Scaglia übriggeblieben.

Ammonitico Rosso und Majolica scheinen hier ausgequetscht zu sein.

Am Quadre, N von San Lorenzo, haben einige Verschuppungen stattgefunden, deren Stirnen nach S weisen, was auf Druck aus N schließen läßt. Schwinner (1913, S. 207) stellte dort an Hand von Rutschstreifen Bewegung gegen SSE fest.

Schwinner (1913) unterscheidet im Gebirgszug östlich der Rosatti—Clamer-Überschiebung einen „nicht ununterbrochen aufgeschlossenen Zug von kleinen Schichtaufwölbungen, der Stirn der großen Antiklinale des Randgebirges vorgelagert, der wegen seines Verhältnisses zur Hauptfalte zweckmäßig als Vorfalte bezeichnet werden mag“. Davon fällt in den Bereich der Brentakarte der Lias-Oolith-Rücken östlich von San Lorenzo. Nach meiner Meinung ist der Name „Vorfalte“ für diesen ausgepreßten, im Eocän isoliert dastehenden Fetzen Lias-Oolith nicht zutreffend.

Merkwürdig ist, daß Schwinner in derselben Arbeit die wichtige Überschiebung, welche die Molvenolinie doch zweifellos darstellt, eine „Komplikation in der Vorfalte“ nennt. Bei Andalo—Cavedago mag eine Einteilung in Haupt- und Vorfalte berechtigt sein, aber von Molveno bis Moline grenzen derartig verschieden alte Formationen aneinander und ist die Sprunghöhe so groß, daß von einer selbständigen Überschiebung gesprochen werden muß, welche sich nordwärts bei Andalo verliert.

Auch über das Zustandekommen der Falten östlich des Molvenosees bin ich anderer Ansicht. Es ist dort eine Zahl Verschuppungen und Synklinalen

entstanden, welche bedingt sind durch die dort auftretenden W—E und N—S gerichteten Kräfte. Diese haben örtlich eine sehr verschiedene Auswirkung gehabt, und es ist nutzlos, auf größere Entfernung einen Zusammenhang zwischen den verschiedenen Sätteln und Mulden zu suchen.

Trevisan (1936/I) zeichnet nördlich von San Lorenzo eine WNW—ESE verlaufende Überschiebungsfläche, welche nahezu horizontal liegt (*Sovrascorrimiento con piano prossimo all' orizzontale*). Im Blockdiagramm Fig. 4 kommt dies auch zum Ausdruck. Hiernach gehört also das Tertiär an der Sarca zur selben Scholle wie das bei Molveno. Das Tertiär am Quadre oberhalb San Lorenzo, das zur westlich angrenzenden Scholle gehört, ist an der Stirn dieser Scholle durch das Einbiegen der Schichten auf gleiche Höhe gekommen mit dem Tertiär im Sarcatal. Ob aber die Überschiebungslinie, welche diese beiden Tertiärvorkommen trennt, dort verläuft, wo Trevisan sie einzeichnet, bezweifle ich. An der W—E verlaufenden synklinalen Einbiegung westlich von Moline sieht man, daß die Schichten nach S wieder aufsteigen, dort verläuft die Störung also nicht. Wenn aber die Überschiebungslinie weiter südlich liegt, dann wird ihre Feststellung sehr schwierig; das Gelände ist stark bewachsen und mit Moräne bedeckt und überdies sind die Formationen auf beiden Seiten gleich.

Wie schon weiter oben angeführt, habe ich die Gipfelfaltung an der Cima dei Lasteri, die in der Brentakarte so deutlich in der SE-Wand des Gipfelaufbaues eingezeichnet ist, nicht gesehen. Schwinner (1913, Taf. VIII) teilt die Auffassung Aegerters und zeichnet in seinem Profil 6 an der Cima dei Lasteri eine Gipfelfaltung ein. Nach meinen Beobachtungen besteht eine solche Faltung jedoch nicht. Das Gestein ist an der Stelle stark gestört und dies kann natürlich zurückgeführt werden auf die geringe Entfernung von der Überschiebungsfläche. Man kann in diesem gestörten Gestein schon teilweise Linien auffinden, die etwa bogenförmig verlaufen; das ist aber oft in gestörtem Gestein der Fall und hat mit Faltung nichts zu tun. Ich habe in den hellen Riffkalken des Oberräts und des hornsteinfreien unteren Lias nirgends eine Faltung feststellen können. Wo dieses spröde Gestein tektonisch beansprucht wird, dort wird es zertrümmert und zerklüftet, aber nicht gefaltet. Weiche mergelige Gesteine, wie der dünnegebankte Hornsteinlias (bei der Malga Dorsino und in der oberen Val di Jon), Unter- und Mittelrät (an vielen Stellen), Scaglia (Rossati) und Tertiär verhalten sich ganz anders. Die Zeichnung Aegerters der Cima dei Lasteri auf S. 88 in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1908 zeigt auch nicht die schöne liegende Falte, wie sie in der Brentakarte abgebildet wurde, sondern das, was auch ich wahrgenommen habe: ein stark zerklüftetes, verschupptes Gestein. Daß Aegerter in dieser Zeichnung einige Klufflinien zu bogenförmigen Linien aneinandergereiht hat, ist erklärlich, aber geologisch nicht richtig. Die zerklüftete Wand gibt einen irreführenden Eindruck der Lagerung der Schichten.

### Gipfelstörungen.

Der Grat des Cima Val Seura—Monte Fibbion-Stockes ist auf große Erstreckung gestört. Die Schichten liegen dort nicht flach wie sonst überall, sondern sind mäßig steil nach N oder S geneigt. Sehr deutlich zu sehen ist dies am Crosara di Fibbion, Cima di Santa Maria und am Grat von diesem

Gipfel zur Cima Val Scura (Fig. 4). Ein gutes Bild gibt auch die Photographie von A. v. Radio-Radiis im Artikel „Die Brentagruppe“ von Hans Barth und Alfred v. Radio-Radiis in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1907. Der auf dieser Photographie Monte Fibbion genannte Gipfel ist in der Brentakarte Crosara del Fibbion genannt. Die Diskordanz umfaßt nur die obersten 20–50 m. Man könnte hierin Reste einer Gipfelüberschiebung sehen. Die Störungsercheinungen erstrecken sich auf 2 km Länge in genau derselben Höhe und müssen in der gleichen Intensität stattgefunden haben, denn überall

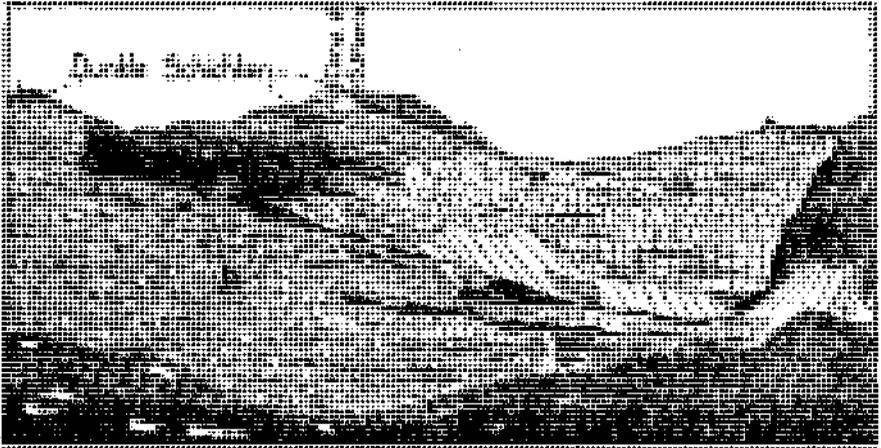


Fig. 4. Gipfelüberschiebung am Grat der Cima di S. Maria.

R = Rätkalk. L = Dunkle Schichten, Rät-Lias Grenzpaket?

liegt der gestörte Teil zwischen 2600 und 2650 m. Überall trifft es nur die höchsten Schichten, das darunterliegende Gestein zeigt keine Spur von Verschleppung und zieht ganz ungestört durch. Weiter darf man annehmen, daß die schiefgestellten Schichten nicht aus großer Entfernung aufgeschoben sind; soweit man aus der Ferne es beobachten kann, bestehen sie aus denselben Schichten wie das Liegende. Es sind helle und dunkle Schichten. Die dunklen Schichten können sehr gut die Rät-Lias-Grenzschichten sein, die Mächtigkeit des oberen Räts an dieser Stelle würde stimmen. Es würde sich also mehr um eine geringfügige Verschiebung handeln.

## Quartär.

### Die Eiszeiten.

#### Prä-Würm-Vergletscherung?

Im Jahre 1912 berichtet Schwinner über kristallines Erratikum in 2650 m Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe am Passo di Val Gelada und kommt nach einer Beschreibung der Fundstelle und der Gerölle aus kristallinem und sedimentärem Gestein zu der Schlußfolgerung, daß der Transport dieser Erratika nur durch Gletscher stattgefunden haben kann und daß das Erratikum einer älteren Eiszeit angehören muß.

Ich habe die Fundstelle zweimal besucht, dabei aber leider immer so schlechte Verhältnisse getroffen, daß ich in den Schutthalden nicht nach weiteren Erratika suchen konnte. Die Fundstelle ist größer als 20 m im Geviert, wie Schwinner angibt (Abb. 1, Taf. XX). Man findet auch neben und über der erwähnten brecciösen Felspartie in 2650 m Höhe noch Stellen, bis zu etwa 2700 m Höhe mit kristallinführenden Breccien.

Die von mir gesammelten Stücke wurden makroskopisch bestimmt als:

Granodiorit aus dem Adamello,  
feinkörniges, dioritisches Gestein aus dem Adamello,  
stark verwitterter Granit aus dem Adamello,  
kristalliner Schiefer aus den alten Gneisen,  
grünes, basisches, dioritisch-porphyritisches Ganggestein,  
roter Sandstein.

Das Vorkommen macht den Eindruck alten Murschutts. Die gut gerundeten bis 1 m großen Kristallinerratika (Abb. 2, Taf. XX) sind vermutlich noch höher abgelagert worden, sind dann heruntergekommen und zusammen mit dem scharfkantigen, grauen Kalkschutt mit einem Bindemittel aus gleichem Material zu einer festen Breccie verkittet worden.

Am Sattel hinter Dosson di Vagliana kommt, wie auch Schwinner schon angibt, eine Fundstelle ziemlich gleicher Erratika vor. Ich habe dort, in Abweichung von Schwinner, auch Tonalit gefunden. Dieses Vorkommen in etwa 2100 m Höhe, also bedeutend tiefer, ist der Zusammensetzung nach derselben Herkunft zuzuschreiben wie jenes am Passo Val Gelada.<sup>1)</sup>

Viel weiter im S der Brentagruppe habe ich noch eine Stelle gefunden, wo in viel größerer Höhe, als zu erwarten war, kristalline Erratika vorkommen, nämlich am Passo di Cresole am S-Hang des Monte Cresole, auch Corno di Senaso genannt. (Nicht zu verwechseln mit dem Monte Cresole und Passo di Cresole W von Molveno.) An der W-Seite des Passes, direkt oberhalb des Steilhanges, etwas S von Punkt 2471 A. V. K. befindet sich eine Breccie, die der Oberflächenbreccie des Monte Spinale zum Verwechseln ähnlich sieht. In dieser Breccie fand ich einige etwa  $\frac{1}{2}$  cm große Splitter eines glimmerführenden, kristallinen Schiefers, Quarzgerölle und Glimmerblättchen. Außerdem findet man dort noch Kalkgerölle, gut gerundet, aber sehr stark verwittert, ein Rollstück war z. B. im Kern noch fester, dunkler Kalk, hatte aber eine Verwitterungskruste von etwa 2 cm Durchmesser. Das Gestein am Paß ist heller, oberer Rätalk, die Breccie enthält aber, wie gesagt, alle Bestandteile wie in der Monte Spinale-Oberflächenbreccie, auch die Kalkbestandteile der Breccie sind also zum Großteil erratisch.

Der Passo di Cresole ist für die Erhaltung einer derartigen Breccie sehr geeignet, da er eine geschützte Stelle ist.

Die Würmvergletscherung hat nicht so hoch gereicht und zu Eigenvergletscherung ist der S-Hang des Monte Cresole zu steil. Außerdem ist,

<sup>1)</sup> In der 1:50.000 Karte „Gruppo di Brenta“ des T. C. I. (Touring Club Italiano) wird dieser Paß Bochetta di tre Sassi genannt, auch die Bevölkerung nennt ihn so; in derselben Karte heißt der Paß, der etwa W in die Val Gelada di Tuenno führt, Passo di Val Gelada.

wie auch aus der Karte hervorgeht, die Oberfläche des Passes ziemlich groß, etwa 250 m lang und 50 m breit. Ich hatte nur Gelegenheit, einen sehr kleinen Teil des Passes zu untersuchen. Alles andere lag noch unter Schnee. Wenn der Paß ganz schneefrei ist, ist es sehr wohl möglich, daß noch an Kristallin reichere Fundstellen gefunden werden.

Am Monte Fibbion, N der Malga Spora, fand ich im Schutt der Rinne, die aus dem SW-Kar des Gipfels herunterkommt, etwas oberhalb Punkt 2200, zwei stark verwitterte Stückerchen eines viel Gimmer führenden, hellen, groben Quarzsandsteines. Dieses Gestein ist hier im Bereich des hellen oberen Rätkalkes bestimmt erratisch. Gleichen Sandstein findet man, auch erratisch, sehr viel bei der Casa del Formaggio der Malga Montagnoli di Sotto und auch im Tälchen, das die Straße nach Malga Mondifra—Campo Carlo Magno beim Kalkofen schneidet.

Die Herkunft all dieser Erratika ist nicht ganz geklärt. Sie könnte auf Gletschertransport zurückgeführt werden, es könnte sich aber auch um ver-rutschte Restbestandteile eines ursprünglich viel höher abgelagerten (tertiären?) Konglomerats handeln. Die letzte Annahme dürfte die wahrscheinlichere sein für die hochgelegenen Erratika. Die harten, widerstandsfähigen Bestandteile, sowohl Kristallin als auch Kalk, sind oft gut gerundet, was auf Wassertransport deutet. Dieses tertiäre Konglomerat muß ursprünglich ein sehr großes Verbreitungsgebiet gehabt haben. Der Verwitterungszustand der Kalkgerölle am Passo Cresole war ganz gleich dem vieler Kalkgerölle des pliozänen Hausruckschotters in Oberdonau, wie ich diesen Sommer Gelegenheit hatte festzustellen.

Die Vorkommen am Spinaleplateau (Dosson di Vagliana, Casa del Formaggio usw.) kann man auf Gletschertransport zurückführen, sie entstammen aber auch demselben tertiären Konglomerat, sind durch Wassertransport in tiefere Lage gebracht worden und so in den Bereich des Gletschers gekommen. Möglich ist natürlich auch, daß die Vorkommen am Sattel hinter Dosson di Vagliana und bei der Casa del Formaggio Reste des hier abgelagerten tertiären Konglomerates sind, die bei den jungen tektonischen Vorgängen in der Brentagruppe stets in geringerer Höhe geblieben sind.

Die andere Deutung: Gletschertransport stößt auf die große Schwierigkeit, daß dieser Prä-Würm-Gletscher eine Mächtigkeit gehabt haben müßte, die bis jetzt noch nirgends sicher festgestellt wurde. Die Oberfläche müßte am Passo di Val Gelada bei mindestens 2800 m und am Passo Cresole bei mindestens 2600 m gelegen haben. Der Würmgletscher wird, wie auf S. 318/9 ausgeführt wird, an diesen Stellen bis 2600, bzw. 2000 m gereicht haben (siehe Taf. XII). Man kann auf Grund dieser wenigen Erratikafunde nicht auf einen so großen Unterschied der Mächtigkeit schließen. Im Zusammenhang mit den Erratikafunden möchte ich aber doch einige Beobachtungen erwähnen, die dafür sprechen, daß der Einfluß der eiszeitlichen Gletscher sehr hoch hinauf gereicht haben muß.

Die A. V. K. zeigt am NW- und SW-Hang der Cima di Vallon zwischen 2600—2700 m ein auffallend weißes Band. Von Busa di Sacco NW der Cima di Vallon sieht man, daß dieses Band einen glattgeschliffenen Teil der Felswand darstellt. Die Entfernung war zu groß, um Gletscherschrammen festzustellen, doch macht das Gesamtbild ganz den Eindruck einer von Gletschereis

glattgeschliffenen Wand. Eigengletscher sind an der Stelle nicht möglich, es kommt also nur der Ferngletscher dafür in Betracht.

An der SE-Wand der Cima di Vallon, also an der N—S-Seite der Busa di Vallon, sieht man eine kurze Fortsetzung dieses geschliffenen Wandstreifens, hier kann er aber vom Eigengletscher aus der Busa di Vallon abgeschliffen worden sein.

Auffallend ist weiter in der Umgebung des Rifugio Dodici Apostoli, daß die meisten Wände dort bis wenig unter die Gipfel heran gerundete Formen haben; sehr schön zu sehen z. B. an der Cima Fracinglo II und Cima Vallagola. Dies kann nicht auf Eigenvergletscherung zurückgeführt werden, wohl aber mittelbar durch die Stauung des Prä-Würm-Gletschers, dessen Oberfläche dort dann bei 3000 *m* gelegen haben muß.

Solche gerundete, glatte Formen lassen sich am Rät-Lias-Gestein viel besser feststellen als im rauh verwitternden Hauptdolomit; hier bleiben sie nicht so gut erhalten wie in den dickgebankten Riffkalken des Rät und Lias. Auch am Monte Fibbion und Cima Dagnola sieht man in 2000—2200 *m* Höhe auffallend gerundete Formen.

Im Anstieg zum Monte Ranzo — südlichste Erhebung des Paganellazuges — findet man am Almweg bis etwa 1400 *m* sehr viele, verhältnismäßig frische, kristalline Erratika: Tonalit, Quarzglimmerschiefer und auch stark verwitterte Phyllite. Höher werden sie plötzlich sehr selten. Auf der Hochfläche des Monte Gazza aber zwischen 1650 und 1800 *m* fand ich noch vier große Blöcke stark verwitterten Granites. Lepsius (1870) berichtet schon über diese Erratikafunde. Dem Verwitterungszustand nach gehören diese zur Prä-Würm-Vereisung.

Der Verlauf des Prä-Würm-Gletschers wäre klar. Von dem großen Eisstrom, der aus dem Sulztal über Passo di Campo Carlo Magno ins Sarcatal strömte, hätte sich zuerst am Grostepaß ein Teil abgezweigt, der nach S, wo er sich mit dem Eisstrom verband, der an der O-Seite der N-Brentagruppe durch Val Tovel über Campo Flavone und über Passo della Gagliarda—Malga Spora und über die Bocca di Vallazza in die Val delle Seghe floß. Zum zweitenmal wäre Eis des Hauptstromes an der Cima di Vallon südostwärts abgebogen an den SW-Hang des Monte Cresole und über die Kammsenke südlich davon hinüber (Passo di Cresole), wo er sich wieder mit dem Gletscher an der O-Seite der Brentagruppe vereinigt hatte. Fast die ganze Brentagruppe wäre vom Eisstrom bedeckt gewesen, nur die höchsten Kammstücke und Gipfel des zentralen Stockes hatten über seine Oberfläche aufgeragt.

Bei der Höhe der Eisoberfläche könnte das Eis auch über die hochgelegenen Pässe der zentralen Brentagruppe geflossen sein. Dies ist aber nicht wahrscheinlich, weil die Täler, die hinaufführen, ziemlich quer zur Stromrichtung liegen. Die Geländeformen bei der Bocca di Brenta und Rif. Pedrotti deuten jedoch auf Eiswirkung hin (gerundete Form der Brenta bassa, Bildung des Passo del Rifugio; früher wird wohl der Croz del Rifugio nur durch eine Scharte von der Brenta bassa getrennt gewesen sein; der Eisschliff des gestauten Eises dürfte die jetzige Form verursacht haben). Wie am Rif. Dodici Apostoli dürfte auch hier das Eis gestaut worden und statt nach SW nach SE abgeflossen sein und dabei die obengenannten Formen bewirkt haben.

Die mechanische Wirkung der eiszeitlichen Vergletscherungen war sehr groß. Überall in ihrem Bereiche sind große weite Täler entstanden, die Fels-

wände sind in den unteren Teilen meist ziemlich senkrecht. Die schiffsbugartigen Sporne, mit denen in der Brenta so oft die Grate über Flächen enden, besonders schön z. B. am Grostepaß, kommen im Bereich des Eisstromes nur in der Stromrichtung vor und nie rechtwinklig dazu. Scharfe Grate, die vom Kamm der Pietra Grande nach E oder W hinunterziehen, verlieren bei etwa 2500 m ihre scharfen Formen und sind an der Basis mehr oder weniger zu bastionartigen Sockeln abgerundet. Es liegt sehr nahe, daß die langgezogenen, schmalen Sporne dem starken seitlichen Druck des Eises nicht standhalten haben können. Eine typische U-Form hat das Tal des Campo Flavona erhalten, nur die Turrioni alto und basso sind als isolierte Felssockel stehengeblieben. Vom Turrion basso ziehen nach der Talmitte terrassenweise einige Bögen weg. Sie sind nach der N-Seite konvex. Die nach N liegenden Hänge in den Schichtflächen sehen, oberflächlich betrachtet, wie Moränenrücken aus, die Schichtkopfhänge, südseitig, zeigen anstehendes Gestein. Die höchsten setzen sich nicht bis zur Talmitte fort, sondern brechen ab, die niedrigen ziehen bis an die gegenüberliegende Seite des Tales. Das ganze Bild macht den Eindruck, als wäre es entstanden durch Einwirkung von aus dem S kommenden Gletschern, also von Stadialgletschern.

Wie weit an der Entstehung solcher Formen der Würmgletscher Anteil hat, ist jetzt nicht mehr festzustellen. Da aber der Prä-Würm-Gletscher mächtiger war als der Würmgletscher, darf man wohl annehmen, daß dem ersten die Hauptwirkung zugeschrieben werden muß und daß der zweite nur noch kleine Änderungen an den Geländeformen bewirkt haben dürfte.

Trevisan (1937) berichtet über eine Rißgrundmoräne, überlagert von Terrassenschottern, in der Gemeinde San Lorenzo am Ausgang von Val d'Ambiez. In der beigegefügt Karte zeichnet er dort, wo die Autostraße den Torrente d'Ambiez quert, ringsherum Terrassenschotter ein, die eine Rißgrundmoräne überlagern. Am schönsten aufgeschlossen ist diese Stelle an der E-Seite des Tales, wo die Valle Dru mündet, an der Stelle der Bezeichnung „Narano“ der Karte. Mau sieht hier eine Grundmoräne, die, soweit ich feststellen konnte, nur Kalkgeschiebe enthält, welche sehr schön gerundet und gekritzt sind, überlagert von Terrassenschottern, wie auch Trevisan das beschreibt. Die Grundmoräne, die sich an der Straße nach W noch etwa 100 m fortzieht, ist jedoch ganz weich, keine Spur von Verfestigung. Es scheint mir sehr wohl möglich, daß an dieser einen Stelle die Moräne nachträglich eingepreßt worden ist von einem späteren Gletscher, z. B. aus Val d'Ambiez. An den anderen Stellen ist der Charakter der Grundmoräne sehr unsicher. Bei Moline d'Ambiez hat sich der Bach in Gehängeschutt eingeschnitten und darauf liegt grundmoränenartiger Schutt. Es ist möglich, daß es wirklich Grundmoräne ist, aber wahrscheinlicher ist, daß es verschwemmte Terrassenschotter sind. Sonst müßte der Gehängeschutt aus der Mindel-Riß-Interglazial stammen und dazu sieht er zu jung aus. Auch weiter N scheinen mir nur verschwemmte Terrassenschotter vorzuliegen.

#### Oberflächenbreccien.

Trevisan (1936/II, S. 12) unterscheidet am Spinalplateau ganz richtig zwischen tektonisch zertrümmerten, brecciösen Felspartien und Oberflächen-

breccien, welche aus den verschiedensten Kalkbestandteilen zusammengesetzt und steinhart verkittet sind. Diese Spinale-Oberflächenbreccie sieht der Höttinger Breccie sehr ähnlich. Ähnliche Breccien hat Trevisan auch am Pradel, oberhalb Molveno, auf der Hochfläche der Malga Andalo und am Corno am Lago Molveno gefunden. Meine Beobachtungen weichen hier dahin ab, daß ich am Spinale die Breccie nicht in solch geschlossener Verbreitung gefunden habe, sondern nur stellenweise und viel weniger mächtig, wie Trevisan es in den Profilen von Fig. 3 angibt. Sie ist nach meinen Beobachtungen höchstens 1—2 m mächtig. Das Gestein in der Sarcaschlucht besteht nicht aus derselben Breccie, sondern ist anstehendes, tektonisch zertrümmertes Gestein (siehe S. 294). Auch die Scaglia am Lago Spinale betrachte ich als anstehend, eingefaltet in das dortige untere Rät; an einigen Stellen ist deutlich N—S-Streichen festzustellen, bei saigerem bis steilem W-Fallen. Allerdings ist es oft schwierig, zu entscheiden, ob man es mit Oberflächenbreccie oder mit tektonischer Breccie zu tun hat, es gibt alle Übergänge. Weiter habe ich die Oberflächenbreccie oberhalb Molveno und bei der Malga Andalo nur in losen Blöcken gesehen, nicht anstehend.

Ganz gleiche Breccien findet man in großer, aber nicht geschlossener Verbreitung auf dem Campo di Tuenno, W oberhalb des Tovelsees, weiter noch an der Straße Campo Carlo Magno—Dimaro bei Arnolds Bärenhütte und bei der Überquerung der Val dell'Orso.

Trevisan kommt zu der Schlußfolgerung, daß die Oberflächenbreccie am Spinaleplateau als Blockmoräne des Prä-Würm-Gletschers nach einem kurzen Transport an ihrer jetzigen Stelle abgelagert wurde und dort erhärtete. Schwieriger ist es aber, die Breccienvorkommen bei Arnolds Bärenhütte und in Val dell'Orso auf Gletschertransport zurückzuführen. Eiszeitliche Gletscher scheiden aus, weil im Bereich dieses am W Talhang liegenden Gletscherteiles nirgends Kalk vorkommt. Salomon (1908, S. 148) nimmt an, daß es Blöcke sind, die in der Moräne stecken. Wenn es auch äußerlich danach aussieht, so findet man für Gletschertransport doch keine befriedigende Lösung. Da aber an der Fundstelle der Untergrund von Kalk gebildet wird und wir uns hier hart an der Judikarienlinie befinden, bleibt die Möglichkeit, daß es verfestigte Gehängebreccien sind ohne Gletschertransport.

Eine verfestigte Gehängebreccie von ziemlich großer Ausdehnung kommt im Kar oberhalb der Malga Ben in der Val d'Ambiez vor. Sie wurde von Schwinner zum erstenmal erwähnt. Es ist, wie auch Trevisan (1937) berichtet, eine gut geschichtete, sehr kavernöse Breccie, aus hellen Kalkbestandteilen bestehend. Stellenweise ist sie rot gefärbt. Das Schichtfallen ist nur wenig abweichend von dem des anstehenden Gesteins. Nach N und an der Talseite bricht sie mit einer steilen Wand ab, nach S geht ihre Oberfläche allmählich in die des anstehenden Gesteins über. Über das Alter läßt sich nichts Bestimmtes sagen, dem Verfestigungszustand nach dürfte sie nicht mehr jung sein, wahrscheinlich interglazial. Daß diese Breccie hier erhalten geblieben ist und nicht vom Gletscher ganz erodiert wurde, liegt wohl daran, daß sie im Schutzbereich der Cima di Ghes liegt. Die steilen N- und talseitigen Wände deuten auf Gletscherschliff des Val d'Ambiez-Gletschers hin.

### Riß-Würm-Interglazialzeit.

Terrassenschotter kommen im S-Teil der Karte in der Umgebung der Gemeinde San Lorenzo vor. Das größte Vorkommen liegt bei Pergoletti, einige hunderte Meter breit und lang und wenigstens 30 m mächtig. Es sind grobe, verhärtete, geschichtete Schotter, weitaus überwiegend Kalk, mit etwas Kristallin. Die anderen Vorkommen in dieser Gegend sind viel kleiner, bzw. auch viel weniger aufgeschlossen, manchmal ist die Schichtung recht un- deutlich.

Eine andere, bis jetzt nicht erwähnte Fundstelle von Riß-Würm interglazialen Schottern liegt am Ausgang der Sarcaschlucht S von Madonna di Campiglio. Wenn man vom Bauernhof, Punkt 1299, in die Schlucht hinabsteigt, trifft man dort auf ein Terrassenschottervorkommen von etwa 150 m Erstreckung und etwa 15 m Mächtigkeit. Es sind gut geschichtete Tone, sandige Tone, eine verhärtete Sandsteinbank, Mehlsande, alle Kalk- und Kristallinmaterial führend. Das Paket liegt auf Sabbione-Diorit und wird überlagert von etwa 5 m Blockmoräne, darauf liegt in der ganzen Erstreckung des Schotters eine Kalkscholle (Fig. 5, siehe auch S. 322). Etwas weiter N an der gegenüberliegenden Seite des Baches befindet sich noch eine kleine Fundstelle: gleichfalls Wechsellagerung von Sand- und Tonschichten mit reichlich kristallinem Material. Der Sand ist stark kalkig. Zwischen den sehr gut geschichteten Paketen von Sand und Ton liegen viel weniger gut geschichtete aus grobem Schotter. Über dieser Stelle liegt eine Kalkgrundmoräne.

### Würmvergletscherung.

Fast allgemein verbreitet, besonders in der Umgebung von Madonna di Campiglio, sind die Spuren der Würmvergletscherung. Die wichtigeren Vorkommen sind auf der Karte verzeichnet. In der Val Meledrio findet man wenig kristallines Grundmoränenmaterial aus dem Sulztal, die großen Gehängeschuttmassen von beiden Seiten des Tales verdecken sie meistens, nur dann und wann — z. B. bei der Malga Mondifra — findet man sie in größerer Zahl. Weiter oben am Hang verschwindet alles unter Gehängeschutt. Morphologisch treten Moränenterrassen mit zwischenliegenden Sümpfen schön hervor in der Umgebung der Enzianhütte. Daß es sich hier um späteiszeitliche Moränenwälle handelt und nicht um Moränen der bekannten Stadien, leite ich aus der Beobachtung ab, daß die Terrassen ziemlich horizontal am Hang verlaufen. Terrassen abgelagert von Gletschern aus der oberen Val Meledrio würden an der Talöffnung doch viel mehr nach der Talsohle der unteren Val Meledrio absteigen. Diese Terrassen sind jetzt mit vielem Tonalitschutt verdeckt.

Klehelberg (1935) nimmt noch an, daß die Würmvergletscherung nicht aus dem Sulztal über den Campo Carlo Magno hinüber in das Sarcatal gereicht hat, sondern daß das Eis aus den Tälern an der östlichen Seite der Presanellagruppe und vom Grostepaß teils nach N in die Val Meledrio, teils nach S in die Val Sarca seinen Weg genommen hat. Salomon (1908, S. 150) sagt aber von der Moräne am obersten Wege von der Malga Zeledria in die Val Meledrio: „Die Moräne schien mir viel Material aus dem Sulztal zu enthalten!“ Das ist aber nur möglich, wenn der letzte eiszeitliche Gletscher dieses Material dort abgelagert hat. Schwinner (1912, S. 130) schließt sich

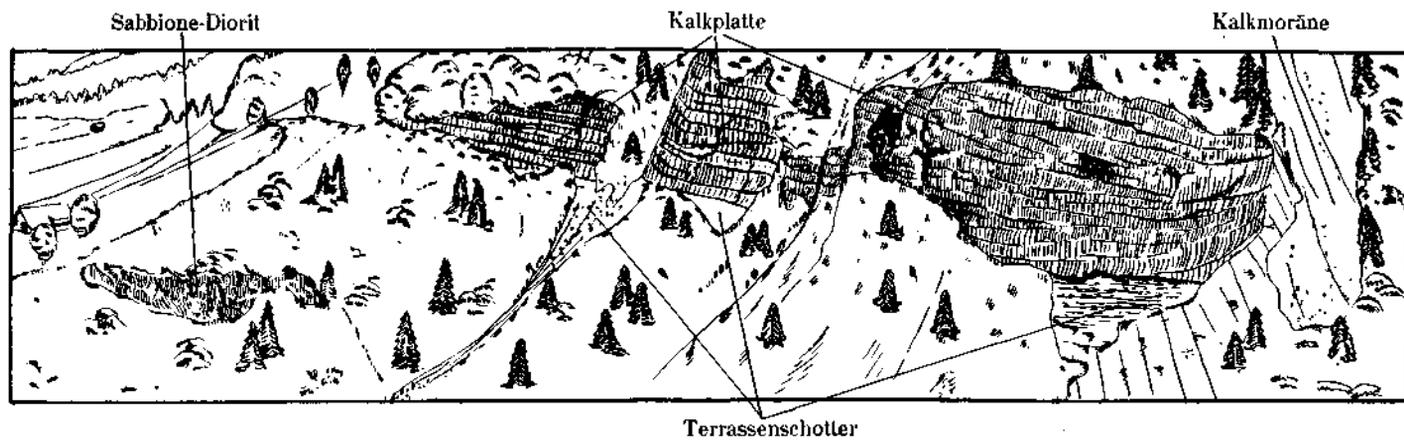


Fig. 5. Erratische Kalkplatte am S-Ausgang der Sarcaschlucht bei Fugaiard.

der Ansicht Salomons an. Mehrere frische kristalline Erratika am Spinaleplateau — bei der Malga Fevri di sopra, Tilly-Hütte und oberhalb der Quelle bei etwa 2250 *m* — und sogar ein Fund an der E-Seite des Grostepasses bei „le Crosette“, 2240 *m*, weisen auf die Wahrscheinlichkeit, daß der Würm-gletscher auch das Spinaleplateau bedeckt hat und sogar einen Ableger über den Grostepaß (2450 *m*) hinüber in den Campo Flavona abgegeben hat. Alle diese Erratikafunde habe ich zusammen mit Prof. Klebelsberg gemacht. Weiter noch Funde von der Malga del Mandron in der Val Brenta alta, dort wo der Weg den Tovo bianco kreuzt, und in der Val Brenta bassa, SW der Malga Brenta bassa, an dieser letzten Stelle sogar sehr viele Tonalitblöcke. Diese beiden letzten Stellen liegen weit abseits des Weges, welchen die Stadial-gletscher aus dem Nambinotal genommen haben. Weiter findet man an vielen Stellen des W Spinaleplateauabhanges Tonaliterratika. Von Kalkerratika findet man bei der Tilly-Hütte einige Stücke hornsteinführenden Kalk.

Die große Zahl der Erratika und das frische Aussehen sprechen für Würm-alter.

Am W-Hang von Val Meledrio—Val Sarca erweisen sich Stücke eines grünen Gesteines als Erratika. Sie stammen wohl aus dem Altkristallin. Sie sind gut gerundet und gekritz an vielen Stellen zu finden. Salomon (1908, S. 140) hat bei der Malga Folgarida viele Serpentinbruchstücke gefunden, die nach ihm zweifellos aus dem Serpentin des Sulzberges stammen. Es dürften dieselben Gesteine sein, die ich gesehen habe, z. B. am Pra da Lago, am Weg von der Malga Patascos nach Lago Nambino, am Weg von Madonna di Campiglio nach Malga Patascos und weiter nach S am Hang oberhalb Fogajard und in den Aufschlüssen der Autostraßen oft geradezu massenhaft. Man findet sie hinauf bis etwa 1800 *m*, oberhalb verschwinden sie unter den Tonalitschuttmassen.

Einen großen Aufschluß von Grundmoräne findet man am Campo Carlo Magno SW Punkt 1708, am Weg zur Malga Zeledria. Der etwa 2 *m* hohe Aufschluß zeigt stark lehnige Grundmoräne. Sie ist in der Mitte durch eine waagrechte, braun verwitterte Lehmschicht, 3—10 *cm* mächtig, in eine obere und untere Hälfte geteilt. Die Zusammensetzung beider Abteilungen ist gleich. Überwiegend Tonalitgerölle, gut gerundet in allen Größen bis etwa  $\frac{1}{2}$  *m* und fast ausnahmslos zu Grus verwittert, nur die Form ist erhalten geblieben. Dann stark verwitterte, braunrote oder graue Glimmer führende Schiefer und Gerölle vom obengenannten grünen Gestein mit Quarzknuern, diese letzten meistens weniger verwittert. Der Verwitterungszustand der Bestandteile deutet auf Prä-Würmalter. Weil Überlagerung durch Terrassensedimente fehlt, kann aber nichts Bestimmtes gesagt werden. Eine Baugrube in der Mitte Madonna di Campiglios neben Hotel Campiglio zeigte Grundmoräne von ähnlicher Beschaffenheit. Überwiegend sind es Tonalitblöcke bis zu 1 *m* Größe mit sehr vielen kleineren grünen Geschiehen. Der Tonalit ist hier jedoch viel weniger verwittert, oft sogar noch recht frisch. Der starke Anteil an Gestein aus dem Sulztal deutet auf Großvergletscherung, die Frische des Gesteins auf Würmalter. Scharf überlagert wird diese Moräne von einem Paket leicht mit Humus durchsetzter Sande, etwa 1 *m* mächtig und wenig (etwa 5°) S-falleud. Wahrscheinlich also Überschwemmungsgebiet vom Lokal-gletscher aus dem Nambinotal, der die schöne Endmoräne beim Hotel Brenta abgesetzt hat.

In manchen Tälern, die bestimmt von der Würmvereisung erfaßt worden sind, findet man keine Erratika, so z. B. in der Umgebung des Lago Tovel, in der Vall'Agola und in der Vallesinella. Die lokalen Gletscher haben hier wahrscheinlich gründlich aufgeräumt mit dem hocheiszeitlichen Moränenmaterial und vieles dürfte unter Schutt liegen. Ein großes Stück Glimmerschiefer fand ich oberhalb Molveno in etwa 1500 *m* Höhe bei Fontanella. Am ganzen Pradel oberhalb dieses Ortes habe ich kein Kristallin gefunden.

Auffallend ist noch eine andere scharfe Grenze des Kristallinerratikums zwischen Molveno und Andalo (G. D. B. K.). In Molveno findet man sporadisch kristalline Erratika, bei der Kirche San Vigilio liegt ein Stück Tonalit. Von hier kann man nach NNE eine ziemlich scharfe Grenze verfolgen, welche von 840 *m* in Molveno bis 1130 *m* am Hang W von Andalo steigt. W von dieser Linie habe ich nirgends ein Erratum gefunden, E davon zunächst noch wenig, aber bald schon sehr viel, und an der Autostraße Molveno—Andalo treten sie schon massenhaft auf. Im Anstieg zur Paganella findet man bis 1600 *m* sehr viel kristalline Erratika, daß an der gegenüberliegenden Talseite die Grenze so viel niedriger liegt, hat einen Grund, der weiter unten besprochen wird (siehe S. 328).

Südlich vom Molvenosee findet man auffallend wenig Erratika. Im Bergsturzmoränengebiet von Nembia sind sie wohl alle von Schutt bedeckt, am E-Rand der Schuttmasse, südlich von Pezolo am Wege zur Malga di Gazza, liegen sehr viele. Auf der ganzen Selva Grande habe ich kein Stück gesehen, auch nicht im großen Moränenaufschluß bei Ri. Kristalline Erratika, hauptsächlich Tonalit, findet man erst wieder in den Moränenmassen am Ausgang der Val d'Ambiez und auch dort nur in den untersten Teilen und auffallend wenig. Die Terrassenschotter in der Umgebung enthalten auch Kristallin, die Möglichkeit besteht also, daß die Erratika teilweise daraus stammen.

In der Val d'Algone ist die Talsohle ganz bedeckt mit kristalliner Blockmoräne, teilweise sehr großen Blöcken. Auch höher am Hang findet man sie massenhaft, z. B. am Weg, der von Orti di Cojagol ins Tal führt. Weitaus das meiste ist Tonalit, weniger Diorit. Etwas südlich von Ponte di Carner hört jedoch dieser Überfluß an Kristallin plötzlich auf und man sieht nur noch Kalkmoränenmaterial mit sehr wenig Tonalit oder Diorit. Schwinner (1912, S. 168) führt diese scharfe Grenze zurück auf das Zufließen des Eisstromes von der E-Seite des Adamellomassivs über den Sattel von Malga Stablei. Dies ist aber sehr unwahrscheinlich, weil in dem Falle die großen Kristallinmassen viel weiter nördlich, mindestens 2 *km*, bis nördlich der alten Glasfabrik, hätten reichen müssen. Außerdem ist nach Klebelsberg (1935) in dem N-Teil der Val d'Algone während der letzten Großvergletscherung mit einer Höhe der Eisoberfläche von 1800 bis 1900 *m* zu rechnen, und nach den letzten Funden kann auf noch bedeutendere Höhe geschlossen werden. Man darf also annehmen, daß Kristallinmoräne an vielen Stellen schon vom Eis in die nördliche Val d'Algone transportiert wurde und somit besteht, nur aus diesem Gesichtspunkt betrachtet, kein Grund, daß im N fast gar kein und im S so unverhältnismäßig viel kristallines Erratum vorkommt. Weiter unten wird versucht, dafür eine Erklärung zu finden (siehe S. 325).

Morphologisch lassen sich die Spuren der Würmvergletscherung auch im Gebirge westlich Madonna di Campiglio, also an den östlichen Ausläufern

der Presanella, verfolgen, wie Schwinner (1922, S. 167) auch schon beschrieben hat. Man darf annehmen, daß die jetzigen niedrigeren Gipfel- und Gratformen nicht älter sind als die letzte Eiszeit. Wären die Gebirgskämme von der Würmvergletscherung nicht mehr erfaßt worden und seit der Rib- eiszeit unvergletschert gewesen, dann hätte die Verwitterung sicher mehr, als es der Fall ist, ihren Einfluß auf das leicht verwitternde Gestein ausgeübt. So wie der Zustand jetzt ist, fängt an vielen der höher aufragenden Erhebungen die Verwitterung gerade wieder an, es bilden sich wieder scharfe Grate, Schutthalden usw.

Im N weist der Monte Vigo (2181 m) noch alle Zeichen der Eisbedeckung auf, besonders fehlt ein scharfer Grat. Das Gestein, parallel geschieferter Tonalit, ist sehr brüchig, um so leichter waren alle aufragenden Teile wegzuschleifen. Weiter nach W bleibt der Zustand gleich bis zum Ometto (2285 m). Von dort an wird die Wirkung des fließenden Eises immer geringer, und bei 2300 m fängt ein scharf ausgeprägter Grat an. Die gleiche Grenzhöhe finden wir weiter südlich am Genevria und weiter südwärts bis Pancugolo und Palon. Noch weiter südlich (siehe G. D. B. K.) sinkt die Grenze ab, und am SE-Kamm des Dos dei Fo fängt der zackige Grat schon bei etwa 2100 m an. Die Schlifffwirkung an dieser Seite ist weniger hoch als gegenüber, am Pietra Grande-Massiv, wo sie im allgemeinen bei etwa 2500 m liegt. Dieser Unterschied ist wohl darauf zurückzuführen, daß an dieser Seite die Eigenvergletscherung viel größer war.

Auch einige Bergrücken, niedrige Ausläufer, welche rechtwinklig zur Stromrichtung lagen, sind am Kamm etwas rundgeschliffen, z. B. der nordwestliche Ausläufer der Cima Fracinglo (Punkt 1877), der Dossion di Vagliana, der jetzt einen stark zerbrochenen Eindruck macht und der sicher keiner neuen Großvergletscherung standhalten könnte, und der Pallon di Tovre nördlich von Molveno.

Am Spinaleplateau sieht man einen auffallenden Unterschied in der Ausbildung des N-Hanges und des S-Hanges. Der N-Hang hat steile Wände und scharfe Formen, an der S-Seite sind die Formen viel weicher, vielmehr abgerundet, ohne daß man jedoch von Rundbuckeln reden könnte. Man kann diesen Unterschied so erklären, daß der aus N kommende Gletscher gegen die N-Wand angestaut ist und dabei das Gestein zertrümmert hat, wodurch scharfe Formen entstanden sind.

## Die Lokalgletscher.

(Hiezu Tafel XII).

### Schlernstadium.<sup>1)</sup>

#### Einzugsgebiet der Sarca.

Die Erratikafunde haben gezeigt, daß der Würmgletscher aus dem Sulztal über den Campo Carlo Magno-Paß in die Val Sarca di Campiglio eingedrungen ist; der ganze Hang oberhalb Fogaiard ist bedeckt mit eiszeitlicher Moräne,

<sup>1)</sup> Ein Literaturverzeichnis, betreffend Schlernstadium und Schlußeiszeit, gibt O. Reithofer: Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönverwalltal. Jb. G. B. A., Wien 1931.

wie in zahlreichen Aufschlüssen an den Straßen zu sehen ist. Der Talboden der Sarca di Campiglio ist jetzt von den Würm-Moränen-Massen fast ganz befreit, das anstehende Gestein tritt an vielen Stellen zutage — in der Sarcaschlucht, bei den Sägen von Fogaiard, bei Ponte di Cavadros. Die Hänge an beiden Seiten der Sarca bei Fogaiard werden jedoch von Kalkmoräne gebildet, diese ist an vielen Stellen sehr gut aufgeschlossen, z. B. unterhalb Santa Maria, unterhalb des Prinz Albert-Weges und in den tiefen Einschnitten unterhalb der alten Autostraße südlich Fogaiard, also in Höhen von 1100 bis 1400 *m*. Die Aufschlüsse bieten überall das gleiche Bild: bis 30 *m* hohe steile Hänge aus frischem, lehmigen, weißem Kalksand, vollkommen ungeschichtet und darin fast ausschließlich Kalkgeschiebe verschiedener Formationen, meistens gerundet und oft sehr tief gekritzelt. Die einzelnen Tonalitblöcke, die man sieht, können erst in allerletzter Zeit von oben eingespült sein, nur ganz vereinzelt trifft man wirklich in der Moräne Tonalitblöcke an, diese sind dann aber schon ganz zu Grus verwittert. Der Moränenrücken, auf dem der Prinz Albert-Weg angelegt ist, sieht auf den ersten Blick aus wie eine Endmoräne eines Gletschers aus der Vallesinella. Weil jedoch der Materialbestand ganz gleich ist dem der anderen genannten Stellen, liegt es näher, diese „Endmoränenform“ der Erosion zuzuschreiben. Diese Moräne liegt auf stark gestörtem und zerklüftetem Tertiär. Nur an der Basis der Moräne findet man ziemlich zahlreiche frische Tonalitblöcke. Gegenüber den Sägen von Fogaiard, etwas oberhalb des Zusammenflusses der Sarca di Campiglio mit der Sarca di Vallesinella, sieht man bis etwa 5 *m* über dem Talboden wieder nur Tonalit, vorwiegend frisch, und Sulztal-Kristallin, auch weiter stromab sieht man Ähnliches. Dies sind Reste der Würmmoränen. Leider liegt nirgends direkt die Kalkmoräne auf der Kristallinmoräne. Die großen Kalkmoränenmassen können nur abgelagert sein von Gletschern aus der Vallesinella, Val Brenta und Vall' Agola. Nach Schluß der Würmvereisung war das Sarcatal mehr oder weniger ausgekleidet mit deren Moränenmaterial. Das Tal war zur Zeit des Absatzes der Kalkmoräne so gut wie ausgeräumt, u. zw. in viel größerem Maße als das jetzt der Fall ist. Die dafür erforderliche Zeit legt eine große zeitliche Trennung zwischen der Ablagerung des hoch-eiszeitlichen und dieses Kalkmaterials. Wie weit die Schneegrenze sich in der Zwischenzeit zurückgezogen hatte, ist unbekannt, aber aus dem Gesagten geht hervor, daß lange Zeit nach dem Rückzug des Würmgletschers neuerdings eine Senkung der Schneegrenze eintrat und der Vorstoß der Gletscher aus den genannten drei Tälern hier die Moräne ablagerte. Allerdings weiß man nicht, welchen Anteil am Ausräumen des Würmmaterials der Vorstoß der Gletscher selbst hatte. Die damalige Schneegrenze muß bedeutend unter der Gschnitz-Schneegrenze gelegen haben und damit nähern wir uns dem von Klebersberg<sup>1)</sup> benannten Schlernstadium. Die dazugehörige Schneegrenze konnte nicht genauer bestimmt werden, weil Endmoränen fehlen, jedoch dürfte sie ungefähr um 1800 *m* gelegen haben.

Die Moränen unterhalb Fogaiard reichen von der Talsohle bis etwa 1260 *m*, die Autostraße liegt dort noch ganz in der Kalkmoräne. Oberhalb nimmt der Tonalitschutt schnell zu, dies ist bei der untersten Kurve der Straßen-

<sup>1)</sup> R. v. Klebersberg, Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Berlin 1929.

serpentine gut zu beobachten. Bei 1300 *m* besteht die Moräne schon fast ausschließlich aus Tonalit.

Kalkerratika lassen sich jedoch noch viel höher an diesem Hang verfolgen, die Höchstgrenze wurde auf der beigefügten Tafel Nr. XII eingezeichnet. Die N-Grenze ist besonders scharf, sie wurde festgestellt am Panoramaweg und an der neuen Autostraße. Die Kalkerratika sind sehr ungleichmäßig verteilt. An der neuen Autostraße, von Palu ganz am W-Rand der Karte, bis zur großen Brücke über Ruinace findet man überhaupt keinen Kalk. Nördlich der Brücke schneidet die Straße einige größere Kalkblöcke an. Sie sind, schon von Salomon (1908, S. 152) und Schwiner (1912, S. 141) beschrieben, etwa bis 20 *m* lang und bis 10 *m* hoch. Es sind ein paar Blöcke stark brecciösen unteren Rätalkes und ein Block hellen Hauptdolomits mit einer etwa 1 *m* mächtigen Bank mit sehr schönen Megalodontenkernen. Unterhalb dieser Stelle an der alten Autostraße beim Kalkofen befinden sich ähnliche große Blöcke stark brecciösen hellen Kalkes. Alle diese Blöcke stecken tief in der Moräne, die an dieser Stelle ein Gemisch von Kalk- und Kristallinmaterial ist. Dies war natürlich besonders schön beim Bau der neuen Autostraße zu beobachten. Die Moränenaufschlüsse an der neuen Autostraße von Ruinace nach N wechseln in ihrer Zusammensetzung von fast ausschließlich Tonalit bis fast ausschließlich Kalk. Dem Tonalit ist oft viel Sulztalkristallin beigemischt. In der Kalkmoräne ist das Material vielfach scharfkantig und vollkommen ungeschliffen. Einmal grenzen zwei verschiedene Moränen aneinander. Eine mit stark gerundeten und gekritzten kristallinen Geschieben und großen Tonalitblöcken, welche meist ganz zu Grus verwittert sind, und darüber und daneben — die Grenzlinie ist zwar scharf aber nicht gradlinig — eine andere mit viel Kalk und vielen großen frischen Tonalitblöcken. An der Grenze der beiden Moränen tritt Wasser aus.

Am Steig von Paludac zum Panoramaweg — am W-Rand der Karte — findet man westlich von der Bachkreuzung noch etliche Kalkstücke, am Panoramaweg westlich von Ruinace nichts mehr, östlich in der Umgebung von Laresblick sehr viel.

Im Bachbett am Ausgang der Sarcaschlucht ist eine sehr interessante Stelle. Wie schon oben gesagt, S. 316, wird das Terrassenschottervorkommen dort überlagert von einer Blockmoräne mit vorwiegend Kalkmaterial; darüber folgt eine stark brecciöse gut geschichtete Bank dunklen Kalkes, etwa 20 *m* hoch und 150 *m* lang (Fig. 5, S. 317). Vieles spricht dafür, daß der Kalk nicht ansteht, sondern eine vielleicht durch Gletscherdruck losgelöste Scholle ist, die mit der Moräne auf dem Bänder-ton abgelagert wurde. Würde der Kalk anstehen, also im Hangenden des Sabbione-Diorits, so ergäbe sich an der Stelle eine sehr verwickelte Tektonik. Wenn er nicht ansteht, zieht die Judikarienlinie ungestört weiter. Die Bank ruht für ihre ganze Länge, etwa 150 *m*, auf dem Bänder-ton bzw. auf der Blockmoräne. Es ist doch fast undenkbar, daß sie für eine Länge von 150 *m* frei überhing und in diesem Raum die Terrassenschotter abgelagert wurden. Die Bank hat jetzt sehr tiefe Risse, aber auch darin sieht man nirgends, daß sie sich nach unten fortsetzen würde. Die Terrassenschotter sind im allgemeinen schwach nördlich geneigt, am N-Ende der Wand, wo sie unmittelbar auf den Schottern aufliegt, fallen diese bis 30° N und es macht stark den Eindruck, daß dies durch das Gewicht der auflagernden Kalkplatte verursacht wird.

Die Kalkplatte und auch die höher liegenden großen Blöcke rechne ich zum Moränenmaterial, transportiert von den Gletschern aus der Vallesinella, Val Brenta und Vall'Agola. Dies in Abweichung von Salomon (1908), der sie alle als anstehend eingezeichnet hat, und Schwinner (1912, S. 142), der die höher liegenden Blöcke als Spritzzone des Monte Spinale-Bergsturzes auffaßt.

Es ist wohl derselbe Vorstoß wie jener, der die Moränen unten im Tale abgelagert hat.

Daß bei diesem Vorstoß nur die Brentagletscher eine große Rolle gespielt haben und nicht die Gletscher aus dem Kristallin, z. B. aus dem Nambinotal, ist nicht verwunderlich. Die Gschnitzmoränen liegen, wie wir weiter unten sehen werden, in der Nähe von Madonna di Campiglio, von entsprechenden Moränen aus den Brentatälern ist nichts bekannt, sie dürften alle etwa in der unteren Hälfte der Täler abgesetzt worden sein. Eine Senkung der Schneegrenze um weitere 300 m, also bis 2000 m, hat in der Umgebung des Lago Nambino nur wenig Wirkung, da fast nur steile Hänge dadurch zum Nährgebiet werden. Demgegenüber hat eine entsprechende Senkung in den Brentatälern die Folge, daß die Nährgebiete wesentlich vergrößert werden. In Val Nardis, Val Stretta, Val Fracinglo und im Talschluß der Vallesinella werden große Verflachungen zum Nährgebiet und diese Vergrößerungen der Nährgebiete müssen sich bei der relativen Enge der Täler stark auf die Länge der Gletscherzunge ausgewirkt haben. Das Spinaleplateau war bei dieser Schneegrenze auch vergletschert und alles Eis südlich der Linie Aussichtspunkt—Lago Spinale floß nach S.

Schließlich ist auch die Entfernung zwischen der Schneegrenze des Nambinogletschers und Fogaiard viel größer als die der Brentagletscher.

Es ist sehr schwierig, einigermaßen genaue Zahlen zu geben über die vermutliche Schneegrenze zur Zeit des Gschnitz- und des Schlernstadiums. Der Stand der heutigen Gletscher berechtigt zur Annahme ziemlich verschiedener Höhenlage der Schneegrenzen in der Brenta und im Adamello. Marinelli (1911) stellt für die Brenta die Schneegrenze auf eine mittlere Höhe von 2700 m und Merciai (1930) für die Presanella auf 2857 m. Es ist sehr wahrscheinlich, daß für diese benachbarten Gebiete die morphologischen Verhältnisse Ursache sind für solche große Unterschiede. Die engen Kare und Hoctäler der Brenta, von hohen Wänden umgeben, haben so wenig Sonne, daß dort die Schneegrenze viel tiefer sein muß als in den flachen, viel weiteren Karen des Adamello und der Presanella. Bei früheren Gletscherständen, wo die Schneegrenze bis 900 m tiefer lag, war dieser Einfluß der Morphologie natürlich viel geringer. Eine Schlernschneegrenze in der Presanella dürfte für nördlich gerichtete Gletscher etwa bei 1850—1900 m gelegen haben, heute nimmt Merciai 2764 m an. Die heutige nördliche Schneegrenze liegt in der Brenta etwa bei 2650 m, ob man aber für die Schlernschneegrenze auch 2650 m minus 900 m, macht 1750 m, annehmen darf, ist unwahrscheinlich. Die Schneegrenze liegt in dem Falle schon so weit vom hohen Gebirgskamm entfernt, daß der sonnenschützende Einfluß minimal ist. Es wird deshalb wohl richtiger sein, die nordseitige Schlernschneegrenze in der Brenta auf etwa 1850 m zu schätzen.

Dasselbe gilt für die südseitige Schneegrenze in der Brenta, welche für die heutigen Gletscher auf etwa 2800 m angenommen wird. Auch diese ver-

hältnismäßig tief liegende Schneegrenze ist nur durch die dortigen besonderen morphologischen Verhältnisse (tiefe beschattete Täler) bedingt. Für das Schlernstadium müssen wir die Herabsetzung der Schneegrenze jedoch wohl mit der normalen heutigen Schneegrenze vergleichen und die ist jetzt nach Merciai 2950 *m*. Für das Schlernstadium ergibt sich also etwa 2050 *m*.

#### Nambinogletscher.

Beim Höchststand des Schlerngletschers dürfte noch ein Hängegletscher vom Spinalplateau ins Tal hinuntergereicht haben. Ein Zeichen hierfür ist das viele gekritzte Kalkmaterial — hauptsächlich Rät — im Aufschluß der neuen Sprungschanze. Dieses Grundmoränenmaterial reicht hinunter bis etwa 10—12 *m* über dem Talboden und geht dann über in fast ausschließlich Tonalitschutt von ziemlich frischem Aussehen. Dies dürfte die Fortsetzung des Endmoränenwalles in der Paluwiese sein.

Etwas spricht dafür, daß diese Kalkmoräne schon ins Tal vorgedrungen war, bevor der Schlerngletscher aus dem Nambinotal so weit reichte. Bei dem alten Bauernhof in Pra Maniam war im Sommer 1935 eine Kiesgrube, etwa 4 *m* tief (der Sand wurde für Bauzwecke verwendet). In dieser Grube ließen sich deutlich zwei verschiedene Ablagerungen unterscheiden. Im unteren Teil ein gut ausgewaschener Kalksand mit fast ausschließlich Kalkschotter (Gerölle bis Nußgröße, gut gerundet) und darüber ein ebenfalls gut ausgewaschener Sand, zum Großteil aus kristallinem Material bestehend, der neben vielem Kalk doch hauptsächlich Tonalit enthielt. Der Tonalit war sehr verschieden gut erhalten, neben vollkommen zu Grus verwitterten Blöcken kamen auch ganz frische vor. Die Blöcke waren bis  $\frac{1}{2}$  *m* groß. Beide Zonen waren vollkommen ungeschichtet, die untere enthielt unregelmäßig angeordnete tonige Schichten. Die Grenze zwischen oberem und unterem Teil verlief sehr unregelmäßig, in diesem kleinen Raum hatte sie schon vertikale Unterschiede von 3 *m*. Sie wurde oft begleitet von einer etwa 2 *cm* mächtigen Tonschicht. Es hat also den Anschein, daß hier Kalkmoränenmaterial überlagert wird von Kristallinmoräne. Der Vorstoßcharakter des Kristallinmoränenmaterials wird betont durch den Gehalt an ganz alten verwitterten Tonalitblöcken und Kalk neben dem frischen Tonalit.

Nach den Kalkerratikafunden oberhalb Fogaiard zu urteilen, dürfte also der Höchststand des Brenta-Schlern-Gletschers dort etwa 1600 *m* betragen haben. Während des Vorstoßes dürfte das Sarcatal zwischen Madonna di Campiglio und Fogaiard gesperrt gewesen sein und es dürfte sich dort ein See gebildet haben. Ein Beweis dafür sind Bändertone in 1500 *m* Höhe, am Pfeifferweg bei Punkt 1497. Sie bestehen aus reinem Ton, sind sehr schön geschichtet in Lagen bis  $\frac{1}{2}$  *cm* Mächtigkeit, abwechselnd dünne, dunkle, aus sehr feinschlammigem Material und etwas dickere helle aus größerem Ton.

Die heutige Schneegrenze im SE gerichteten Kar des Lago Nambino dürfte etwa 2900 *m* sein, die Schlernschneegrenze somit 2000 *m*. Für diese Schneegrenze kommen dann die Moränenwälle südlich von Madonna di Campiglio als Endmoränen in Betracht. Die am besten ausgebildeten Moränen sind die bei Hotel Brenta und weiter südlich in der Paluwiese. Beide sind morphologisch sehr deutliche, etwa 5 *m* hohe Endmoränenwälle an der O-Seite des Tales, die W-Flanken sind viel undeutlicher. Außerdem sind noch zwei

undeutliche W-Flanken von Endmoränenwällen etwas weiter südlich zu sehen. Die Endmoräne beim Hotel Dolomiti gehört dann einem Zwischenstadium zwischen Schlern und Gschnitz an. Sie ist deutlich ausgebildet direkt hinter der Villa Alimonta und weiter an der Pension Floriani vorbei zwischen den Villen Vidi und Gaspari vorbei zur Brücke, in der W-Flanke. Von dieser Moräne ist südlich des Ballinweges bei Punkt 1754 noch eine deutliche sumpfige Verflachung vorhanden.

#### Val d'Algone.

Weiter oben wurde schon gesagt, daß die großen Massen kristallinen Moränenmaterials in diesem Tal etwas südlich Ponte di Carner plötzlich enden und daß von dort an die Kristallinfunde ziemlich selten werden. Kalkmoränenmaterial, oft sehr schön gekritzelt, nimmt von dort an weitaus überhand. Direkt nördlich von der Stelle, wo das Kristallin verschwindet, ist östlich vom Bach ein etwa 40 m hoher Hang, der nur aus Kalkmoräne besteht. Von einer Endmoränenwallform ist nichts zu sehen, aber diese scharfe Trennung zwischen Kristallin und Kalk deutet doch auf die Wahrscheinlichkeit hin, daß hier zwischen dem Verschwinden des Kristallins und dem Neuaufreten des Kalkes ein Zusammenhang besteht. Und dieser Zusammenhang ist wohl der, daß beim Vorstoß des Schlerngletschers und wahrscheinlich schon vorher im Talabschnitt nördlich Ponte di Carner gründlich aufgeräumt wurde mit dem Kristallinmaterial. Dieser Kalk-Kristallin-Wechsel gibt aber jedenfalls scharf die Grenze an, wie weit der Schlerngletscher vorgedrungen ist. Die Höhe, in der diese Moräne liegt, 1000 m, ist nicht unter der anderer Schlernmoränen. Daß die Endmoränenform nicht erhalten ist, ist in diesem engen Tal nicht verwunderlich.

Der Endmoränenwall am Ausgang der Busa Fonda gehört einem schwächeren Schlernstadium an.

#### Val d'Ambiez.

Am Ausgang der Val d'Ambiez und der Val di Jon liegen große Moränenmassen, ausschließlich Kalkmaterial, sehr oft schön gerundet und tief gekritzelt. Trevisan (1937) rechnet diese Moränen zur Würmvergletscherung. Dies scheint mir aber nicht richtig. In der ganzen Gegend südlich von Molveno findet man nirgends größere Massen Würmmoränenmaterial. Die Hänge sind bedeckt mit Gehängeschutt und der Talboden vielfach mit Bergsturzschutt oder Bergsturzmoränen. Auf den großen Hochflächen oberhalb San Lorenzo, Selva Grande und weiter nördlich Soran, die doch bestimmt vom Würmgletscher bedeckt waren und auf denen nachher eine verhältnismäßig schwache Erosion stattgefunden haben dürfte — man sieht wenig große Bacheinschnitte, jetzt sind diese Hochflächen überhaupt ohne Wasser —, dort hat diese schwache Erosion und der nachträgliche Schlernvorstoß genügt, um alle Moränen zu entfernen. Man sieht sehr wenig Schutt, einwandfreien Moränenschutt habe ich nirgends gesehen. Es ist deshalb sehr auffallend, daß gerade hier wieder, am Ausgang von großen Tälern, solche Moränenmassen angehäuft sind. Gerade hier ist doch die Erosion sehr stark und es ist unwahrscheinlich, daß die Gletscherbäche aus den Rückzugstadien der Würm- und der Schlernvergletscherung nicht mehr damit aufgeräumt haben sollten.

Außerdem ist das Moränenmaterial Kalk und man sollte erwarten, wenn man das massenhafte Kristallinmaterial zwischen Molveno und Andalo oder am Hang der Paganella in Betracht zieht, daß doch hier mindestens ein kleiner Prozentsatz Kristallin in der Moräne vorkommen sollte. Es kommt nur im unteren Teil dieser Moränenhänge sehr wenig Kristallinmaterial vor. Weiter findet man in der Umgebung noch Kristallin mehr nach E, in den Aufschlüssen an der Straße, die nach Senaso, Dolaso oder Dorsino führt. Diese Kristallinerratika sind entweder aus der Würmmoräne oder aus dem Terrassenschotter, welcher auch Kristallin enthält. Aus der Taf. Nr. XII geht hervor, daß bei einer Schneegrenze von 2050 m (900 m unter der heutigen, welche für südseitige Hänge auf etwa 2950 m geschätzt wird) das Verhältnis zwischen Nährgebiet und Zehrgebiet durchaus so ist, daß Gletscher aus der Val d'Ambiez und der Val di Jon ihre Moränen vor der Talöffnung ablagern können. Die Ablagerungsstelle liegt zwar bei 750 m, also etwa 1300 m unter der Schneegrenze, aber die Täler sind eng und von hohen Wänden eingeschlossen. Außerdem spielt die Form der Täler eine große Rolle. In der Val d'Ambiez ist die eigentliche Talsöhle sehr schmal und tief eingeschnitten, diese Schlucht kann unmöglich für die mächtige Gletscherzunge gereicht haben und so wird bestimmt die 200—400 m höher liegende Verflachung Dengolo mit vom Eis bedeckt gewesen sein. Moränenmaterial wurde hier allerdings nicht gefunden. An ihrem S-Ende ist diese Hochfläche jedoch immer noch 1200—1300 m hoch, also etwa 800 m unter der Schneegrenze. Wenn man sich vorstellt, daß von dem S-Ende Dengolos die Gletscherzunge sich eisbruchartig gegen die Talöffnung hin bewegt hat und dabei bedenkt, daß die Talöffnung sich gerade an der Stelle stark verengt, dann ist es leicht einzusehen, daß die Ablagerung des Schuttes nicht in dieser Talöffnung, sondern etwas außerhalb in der Talweitung stattgefunden hat.

Ähnliche Bedingungen liegen bei der Val di Jon vor. Auch hier ein schmales, tief eingeschnittenes Tal, das sich gegen die Talöffnung hin schluchtartig verengt und steil gegen die Talweitung abfällt. Das gut gerundete und gekritzte Grundmoränenmaterial oberhalb Masi Jon zwischen 1000 und 1100 m, das Trevisan auch zur Würmeiszeit rechnet, dürfte ebenfalls Schlern sein. Außer den oben genannten Gründen spricht dafür noch der reiche Gehalt an hornsteinführendem Gestein, das im Talschluß sehr viel ansteht.

Das Aussehen dieser Moränen ist ganz gleich denen in der Val d'Algone und bei Fogaiard. Überall das gleiche frische Aussehen, die gleichen steilen Hänge, von der Erosion tief eingeschnitten.

Am Ausgang der Val d'Ambiez liegen auf der nördlichen Talscite zwei Moränenwälle und weiter taleinwärts noch einer. Zwei davon gibt Trevisan in seiner Karte an und deutet sie als Bühl. Diese Wälle heben sich nur morphologisch ab von den Kalkmoränen, auf denen sie aufliegen, nicht im Materialbestand. Ich rechne sie zu einem schwächeren Schlernstadium.

Gleiches Moränenmaterial trifft man auch weiter talein in der Val d'Ambiez.

Es scheint vielleicht nicht begründet, anzunehmen, daß der vorstoßende Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher in stande war, solche große Moränenmassen so tief unter der Schneegrenze — etwa 1200—1300 m Unterschied — abzulagern. Ein Beispiel aus historischer Zeit zeigt jedoch, daß dies möglich sein konnte. Der Stirnrand des Vernagtgletschers in den Ötztaler Alpen liegt

jetzt bei etwa 2650 *m*, die Schneegrenze liegt wohl um 3000 *m*. Beim Vorstoß des Gletschers in den Jahren 1843 bis 1848 senkte sich die Schneegrenze 50—70 *m*. Dies genügte, um den Stirnrand auf einen Tiefstand von 2090 *m* zu bringen, 800—850 *m* unter der Schneegrenze. Der Umstand, daß der Gletscher am Ausgang des Vernagttales auf die gegenüberliegende Wand stieß, sich dort hammerförmig verbreitete und das Eis 140 *m* hoch an der Wand anstaute, hat natürlich großen Einfluß gehabt auf die Länge der Gletscherzunge. Wenn das Tal sich in derselben Richtung und mit demselben Gefälle weiter fortgesetzt hätte, dann hätte sicher der Stirnrand noch viel tiefer hinabgereicht und der Unterschied zwischen Schneegrenze und Stirnrand wäre sicher nicht weit von 1200—1300 *m*, und das ist auch der Unterschied beim Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher, gewesen.

Betrachten wir jetzt die Verhältnisse beim Val d'Ambiez-Gletscher. Wir wissen nicht, wie hoch sich die Schneegrenze zwischen Würmeiszeit, bzw. deren Rückzugsstadien und dem Schlernvorstoß zurückgezogen hat. Neben mir, um einen Vergleich durchführen zu können, an, daß vor dem Vorstoß der Stirnrand sich bei Ponte di Brocca, also in etwa 1300 *m*, befunden hat. Dies würde etwa einer Schneegrenze zwischen 2100 und 2200 *m* entsprechen. Beim Schlernvorstoß senkte sich die Schneegrenze auf etwa 2050 *m*, eine Senkung also von 50—150 *m*. Wenn wir jetzt die beiden Abflußtäler miteinander vergleichen, dann sehen wir, daß das Vernagtal vom jetzigen Stirnrand bis zum Punkt 2158, d. i. bis zur Einmündung in das Roifental, in einer Entfernung von 2·75 *km* von 2650 bis 2158 *m*, also rund 500 *m*, abfällt. Die Val d'Ambiez fällt vom Ponte di Brocca bis zur Brücke bei Punkt 799 auf einen Abstand von gleichfalls 2·75 *km* auch 500 *m*. Beide Täler sind eng und nach S bzw. SE gerichtet. Die südlichere Richtung der Val d'Ambiez wird jedoch ausreichend kompensiert durch die größere Beschattung auf beiden Seiten.

Beim Vernagtletscher genügte also eine Senkung der Schneegrenze um 50—70 *m*, um über 500 *m* Vertikal- und 3 *km* Horizontalentfernung vorzustoßen. Neben der Enge und Steilheit liegt die Ursache dafür im großen Firnfeld. Das Vernagtletscher-Firnfeld ist flächenhaft etwas größer als das des Val d'Ambiez-Gletschers. Das Gebirge im Hintergrund erhebt sich rund 400—500 *m* über eine 1850er Schneegrenze von 2900—2950 *m*. In der Val d'Ambiez jedoch liegt der Gebirgskamm zum größten Teil zwischen 2700 und 2900 *m*, also 650—850 *m* über der Schlernschneegrenze von 2050 *m*. Nach dem Inhalt wird also der Val d'Ambiez-Schlern-Gletscher nicht viel kleiner gewesen sein wie der 1850er Vernagtletscher.

Viele Vorbedingungen sind also bei beiden Gletschern annähernd gleich. Der einzige Punkt, um den man sich streiten kann, ist der: hat wirklich einmal einem Stirnrand des Val d'Ambiezletschers bei etwa 1300 *m* eine Schneegrenze von 2100—2200 *m* entsprochen?

### Val delle Seghe.

Nördlich oberhalb Molveno, am Pradel, liegt viel Grundmoränenmaterial. Die Umgebung der Quelle bei Busa dell'Acqua ist ganz damit bedeckt, die Wege sind tief darin eingeschnitten. Auch am Weg von Fontanella nach Malga Molveno — die alte Malga Tovre besteht nicht mehr, etwa 50 *m* tiefer liegt die neue Malga Molveno — und in der Nähe der Malga liegt viel ähnliches Material. Bei der Weggabelung südlich der Bezeichnung „Pradel“

zeigt eine Grube, daß auch hier die Oberfläche des Pradel von Moränenschutt bedeckt wird. Das Material ist wieder ausschließlich Kalk, gut gerundet und vielfach tief gekritzelt. Oberhalb der Linie Malga Molveno—Busa dell'Acqua habe ich nichts mehr davon gefunden. Das Material umfaßt alle Gesteinsarten von Hauptdolomit bis Scaglia.

An der W-Seite der Val delle Seghe findet man am Wege nach der Malga Andalo und hinter der Malga Aufschlüsse mit vielen gekritzten Kalkgeschieben, teilweise noch im Moränenlehm eingebettet. Westlich der Malga bis ein Stück nach N führt der Steig durch Blockwerk verschiedener Formationen von Hauptdolomit bis oberes Rät und ziemlich viele Blöcke eines verfestigten Gehängeschuttcs. Nach W geht dieses Blockfeld über in den Gehängeschutt des Monte Cresole.

Kristallin wurde in der ganzen Umgebung nicht gefunden außer dem bereits erwähnten Stück Altkristallin bei Fontanella (1506 m).

Wenn wir jetzt wieder die Verhältnisse für eine Schlernvergletscherung untersuchen, dann ergibt sich eine ähnliche Sachlage wie in der Val d'Ambiez. Wieder ein weiter Talschluß, hier gar drei tiefe, hoch hinaufreichende Kare mit großen Verflachungen, besonders im Massodi und in Val Persa. Alle drei Nährgebiete münden gegen die Val delle Seghe mit Steilstufen von mehreren Hunderten von Metern Höhenunterschied. Die Val delle Seghe ist aber wieder ein enges, tief eingeschnittenes Tal, das sich gegen die Talöffnung verjüngt, und wieder ist es wahrscheinlich, daß diese Talschlucht nicht imstande gewesen ist, die mächtige Gletscherzunge zu fassen. Das Eis dürfte auch die Verflachungen an beiden Seiten des Tales, Pradel und die Umgebung der Malga Andalo bedeckt haben.

Das Material am Pradel dürfte nicht durchaus aus der Val delle Seghe stammen. Auch der Croz Altissimo—Monte Gallino-Stock war im Schlernstadium vergletschert. Die großen Kare an der S-Seite boten dazu ausreichend Gelegenheit. Im Zusammenhang hiemit ist es interessant, die Grenze der Kristallinerratika zwischen Molveno und Andalo, die schon oben besprochen wurde (S. 319), zu vergleichen. Genau in dem Abstand, bis zu dem die Gletscherzunge gereicht haben dürfte, liegt die Grenze der Kristallinerratika. Auch hier scheint der Schlerngletscher beim Vorstoß mit dem Kristallinmaterial der Würmvergletscherung an dieser Stelle aufgeräumt zu haben. Die Straße von Molveno nach Andalo schneidet bei etwa 500 m nördlich vom Casin di Castione einen Schutthang an mit überwiegend Grundmoränenmaterial, wahrscheinlich die Fortsetzung des Vorkommens bei Busa dell'Acqua.

#### Val di Centonian.

Östlich der Malga del Mazza kommt am W-Hang der Val Meledrio statt des sonst dort überall ausschließlich auftretenden kristallinen Schuttcs viel Kalkschutt vor, etwas unterhalb der Malga sogar fast ausschließlich Kalk, hauptsächlich Rät und etwas Hauptdolomit. Dieses Material dürfte von einem Gletscher aus der Val di Centonian herkommen. Morphologisch ist an der W-Seite des Baches nichts von Moränenwällen zu sehen, aber östlich vom Bache, genau unter dem zweiten „a“ der Bezeichnung „Mazza“ der Karte sieht man einen auffallenden Rücken, der wohl ein Stück der linken Seitenmoräne darstellt. Die Moräne dürfte vom Schlernstadium des Val di Centonian-Gletschers stammen.

## Gschnitzstadium.

## Val delle Malghette.

Die tiefstliegende Moräne reicht bis etwa 1700 *m* hinunter. Sie ist nicht deutlich ausgeprägt. Oberhalb der Malga Malghette di Sopra liegt ein Seitenmoränenwall, der teils umbiegt zur Endmoräne bei der Malga Malghette di sopra, teils sich weiter am Hang fortsetzt, allerdings nicht deutlich und auch zufolge der dichten Bewachsung schwer zu verfolgen ist. Ein Stirnbogen selbst ist zwar nicht zu sehen, aber die bei 1700 *m* auftretende Sumpfwiese auf beiden Seiten des Baches läßt vermuten, daß unter der Oberfläche jetzt noch verdeckte Reste davon anwesend sind.

Viel schöner ausgebildet ist die Endmoräne bei 1780—1800 *m*, auf der die Malga Malghette di sopra steht. Nach innen steil abfallend, nach außen flach abdachend, mit schöner Kurve sich vom Hang loslösend, ist sie ein Musterbeispiel eines stadialen Endmoränenwalles. An der S-Seite des Baches ist ein kleiner Rest der S-Hälfte des Bogens zu sehen. Der Wall bildet den Abschluß sumpfiger Talalluvionen.

Es folgen die Moränenwälle, die den Lago delle Malghette in etwa 1980 *m* an der E-Seite einrahmen. Zur Stauung des Sees tragen sie nicht bei, die Talstufe wird von anstehendem Gestein gebildet, auf dem die Moränen aufliegen. Der See liegt in einer Gletscherwanne, die Verlandung hat schon begonnen. Die Seitenmoränen verschwinden allmählich unter dem Gehänge-schutt.

Schließlich liegen oberhalb des Sees, ebenfalls in etwa 1900 *m* Höhe, noch zwei Paar schön ausgebildete Moränenwälle, morphologisch deutlich hervortretend. Beide umschließen wieder sumpfiges Gelände.

Die höchsten und die tiefsten Moränen liegen in diesem Tale etwa 2½ *km* horizontal und 200 *m* vertikal voneinander. Sie gehören alle verschiedenen Ständen des Gschnitzgletschers an. Dem Mittelwerte entspricht wohl die Moräne bei der Malga Malghette di sopra. Die dazugehörige Schneegrenze liegt etwa bei 2250 *m*. Dal Piaz (1935) nimmt in dieser Gegend für die Jetztzeit eine Schneegrenze von 2850 *m* an, wie sie G. Merciai für die Presanella festgestellt hat. Die tiefer und höher liegenden Moränen müssen Prä- und Postgschnitzständen zugeschrieben werden, die höher liegenden etwa dem Gschnitz II von Heiße<sup>1)</sup> und Ladurner.<sup>1)</sup>

Eine Gschnitz-II-Moräne liegt auch etwas nördlich am Lago Laures.

## Nambinogletscher.

In der Val Nambino liegen die Moränen ähnlich wie in der Val delle Malghette. Auch hier befindet sich eine sehr schön ausgebildete Endmoräne in der Mitte des Tales, eine in tieferer Lage und einige etwa 140 *m* höher, die alle demselben Gesamtstadium zugeschrieben werden müssen.

Der Endmoränenwall bei der Malga Nambino geht schon aus der Kartenzeichnung hervor. Der hohe Wall bildet wieder den Abschluß ausgedehnter, vom Bach einige Meter tief eingeschnittener Bachalluvionen. Auch Torf-hildung hat hier stattgefunden. Nach dem sumpfigen Gelände südlich des Baches zu urteilen, sind hier noch verdeckte Reste des S-Teiles des Walles

<sup>1)</sup> Heissel W., 1932, Quartärgeologie des Silltals. Jb. G. B. A. — Ladurner J., Die Quartärlagerungen des Sellrains. Jb. G. B. A.

vorhanden, morphologisch ist jedoch nichts mehr davon zu erkennen. Der N-Seitenwall läßt sich schon von der Malga an verfolgen. Diese Endmoräne gehört bei einer Schneegrenze von 2200 *m* dem Gschnitzstadium an.

Die Endmoränen beim Lago Nambino stimmen in der Lage auffallend mit denen am Lago delle Malghette überein. Sie gehören wieder zum Gschnitz II. Der Lago Nambino ist schon weitgehend verlandet. Die Moränen beim Lago Malghette gehören zum Gschnitzstadium des Gletschers aus dem Kare östlich des Monte Zeledria.

#### Val Gelada.

Ein Teil eines N-Seitenwalles liegt östlich der Malga Mondifra.

#### Val d'Ambiez.

In der oberen Val d'Ambiez, in der Umgebung der jetzt wieder zum Gebrauch eingerichteten alten Malga Prato di sotto (die neue wurde von einer Lawine zerstört), fallen einige NNW—SSE verlaufende Rücken auf, sie sind nicht deutlich ausgeprägt. In Aufschlüssen (sie sind sonst mit dichtem Gras bewachsen) zeigen sie Blockschutt. Die Lage dieser Rücken macht es wahrscheinlich, daß es Seitenmoränen sind von Gletschern aus dem Talschluß (Vedretta d'Ambiez, Castei). Die dazugehörige Schneegrenze von etwa 2300 *m* deutet auf Gschnitz.

Gleiches Alter haben Endmoränenwälle, ebenfalls wenig deutlich, vor dem Kar Parol und vor dem Hochtal Pozza bassa.

#### Val Dore.

Am Talansgang liegt ein gut erhalten gebliebener N-Seitenwall.

### Daunstadium.

#### Vall'Agola.

Die weitaus am besten erhalten gebliebene Daunmoräne ist die am Lago di Vall'Agola. Der See wird teilweise von ihr gestaut. Der Felsboden ist aber auch wannenartig vertieft. Nur der rechte Endflügel des Walles ist noch vorhanden. Morphologisch lassen sich zwei dicht hintereinanderliegende Wälle unterscheiden; etwas weiter nördlich liegen noch Reste der linken Flügel. Schneegrenze 2400 *m*.

Auch die Moränen in der Val Stretta gehören diesem Stadium an. Schneegrenze 2350 *m*.

#### Campo Flavona.

Östlich des Monte Turrion alto, in der Mulde bei 2100 *m*, liegen zwei Endmoränenwälle der Vedretta Flavona. Die linke Seitenmoräne ist noch höher hinauf zu verfolgen. Zu diesem Stadium gehört auch die Moräne westlich des Turrion alto. Die Schneegrenze, welche Trevisan (1936/II) annimmt, scheint mir etwas zu tief zu sein, die Gletscherzunge für einen NNE gerichteten Gletscher zu kurz. Denn ein großer Teil des Flavonagletschers wird doch gegen den Campo Flavona abgeflossen sein, nicht der ganze Gletscher wird seinen Weg in die Val delle Seghe genommen haben. Die Moränenwälle, welche Trevisan (1936) von der N-Seite des Turrions alto nach NNE zeichnet, habe ich nicht gesehen.

## Pietra Grande.

An der W- und E-Seite des Pietra Grande-Massivs liegen vor den Karen einige gut ausgebildete Endmoränenwälle. Sie sind bei einer Schneegrenze von etwa 2450 m dem Daun zuzuschreiben.

### Die heutigen Gletscher.

Die heutigen Gletscher sind alle sehr klein, es sind im ganzen etwa 17. Einige davon haben nur noch sehr geringen Umfang, so z. B. die Vedretta della Tosa sup., Vedretta di Brentei, Vedretta d'Ambiez und Vedretta di Dodici Apostoli. Die höchsten Teile ihrer Firnfelder erheben sich gerade noch über die Schneegrenze. Die Schneegrenze habe ich geschätzt auf 2600—2650 m für N-seitige, 2700—2750 m für E- und W-seitige und 2800 m für S-seitige Gletscher. Trevisan (1936/II) nimmt die Grenzen im allgemeinen etwas tiefer, Richter (1888) legte sogar das Mittel auf 2500—2600 m und hielt es für unmöglich, über 2700 m hinauszugehen. Die von mir angenommenen Schneegrenzen scheinen mir den tatsächlichen Verhältnissen zwischen Nähr- und Zehrgebiet besser zu entsprechen. Etwas zu hoch ist vielleicht die für die Vedretta Dodici Apostoli angenommene Schneegrenze von 2700 m. Bei den beiden daneben gelegenen und gleichgerichteten Vedretta Pra Fiorito und Vedretta di Vallagola aber entspricht diese Grenzziehung gut, man darf daher für die Vedretta Dodici Apostoli nicht wesentlich tiefer gehen. Wahrscheinlich spielt hier die Beschattung doch eine große Rolle.

Daß Richter die Vedretta Tosa inferiore eine merkwürdige Erscheinung nennt, weil sich für diesen südlich gerichteten Gletscher seiner Meinung nach eine auffallend tiefe Lage der Schneegrenze ergibt, hat seinen Grund darin, daß der Verlauf der Höhenlinien auf Richters Skizze unrichtig und die Schätzung der Oberfläche zu hoch ist. Auch ist der Teil oberhalb 2800 m noch sehr ansehnlich. Auch hier ist die Schneegrenze bei 2750 m anzunehmen.

Wie schon Richter sagt, findet man drei Haupttypen von Gletschern:

Gipfelfirn: Cima Tosa, Cima di Brenta.

Schluchtgletscher: Vedretta del Crozzon.

Kargletscher: alle übrigen.

Wie allgemein in den Alpen, gehen auch in der Brenta die Gletscher zurück. Die Rückzugszahlen für einige Gletscher in den Jahren 1930—1935 betragen nach den Jahresberichten von L. Ricci:

Gletscher	Höhe des Gletschereudes		Richtung	Rückzug
	1931	1935		
	m			m
Dodici Apostoli.....	2572	2572	NNW	4.5
Pra Fiorito.....	2540	2548	NW	37
Agola .....	2504	2520	W	24
Brenta inferiore .....	2300	2308	NW	
Segno 1 (Bocca) .....				23
Segno 2 (r. Seite) .....				7

Die Vedretta della Tosa superiore darf man nicht als selbständigen Gletscher auffassen, die Haupternährung dieses Gletschers erfolgt durch Lawinen vom Cima Tosa-Gipffelirn. Die Schneegrenze liegt bei 2700 m. Die großen frischen Moränenwälle vor einigen Gletschern (Vedretta Prato Fiorito, Vedretta d'Agola, Vedretta di Brenta inferiore) sind aller Wahrscheinlichkeit nach 1850er, für 1820er sind sie zu wenig bewachsen. Man sieht auf diesen Moränen, bei der Vedretta d'Agola z. B., nur sehr spärliche Vegetationsflecke. Wie in der Karte auch angegeben, sind es meistens nicht einheitliche große Wälle, deutlich lassen sich oft zwei große, dicht nebeneinanderliegende Wälle unterscheiden. Ihr Aussehen ist aber gleich.

### Verstürzte Korrosionsreste („Bergsturzbildungen“).

Am E-Rand der Brentagruppe fallen einige große Blockfelder auf. Von S nach N:

Zwischen Moline und dem Molvenosee, bei Nembia,  
westlich des Molvenosees (Corno und Maroche),  
zwischen Malga Flavona und Pra dell'Asino,  
SW des Lago di Tovel (Costa Lucanica),  
nördlich des Lago Tovel.

Auf den ersten Blick sehen sie alle aus wie Bergsturzablagerungen. Lepsius (1878) nimmt z. B. für die Entstehung des Schuttfeldes von Nembia einen Bergsturz vom Monte Gazza an, Damian (1890) einen Bergsturz vom Monte Soran, Vacek (1911) hält es für rein glazial, Schwinner (1912) schließt sich der Ansicht Damians an. Trevisan (1936) spricht nach Sacco von „Frane morenizzate“ (Bergsturzmoränen), nimmt kurzen Gletschertransport dafür an und schreibt diesem Bühralter zu.

Reine Bergsturnatur scheidet aus. Die Hänge des Gebirges östlich und westlich enden ganz normal gegen das Tal mit Schutthalden ohne Spur von Bergsturzbildungen. Der langgestreckte Hügel des Schuttfeldes erhebt sich in der Mitte des Tales und ist durch deutliche Rinnen von den beiderseitigen Hängen geschieden.

Bergsturzmoräne ist schon viel wahrscheinlicher, damit wäre wenigstens die Hügelform der Ablagerung erklärt. Aber doch auch wieder nicht ganz. Denn wenn das Material eines Bergsturzes auf einen Gletscher fällt, dann kann man nicht erwarten, daß der höchste Punkt des Schuttkegels in der Mitte des Gletschers liegt, und das müßte so bleiben, wenn, wie Trevisan annimmt, nur kurzer Transport stattfindet. In diesem Falle wäre wohl eine starke einseitige Häufung des Bergsturzschuttes, also Verlauf der Kammlinie auf einer Seite des Gletschers zu erwarten; die Hauptauftragung liegt jedoch deutlich mitten im Tale.

Das Material besteht weitaus überwiegend aus hellgrauen Kalken mit sehr vielem Oolithgestein, so wie es im obersten Lias in dieser Umgebung an der Grenze gegen den Ammonitico rosso vorkommt. Außerdem findet man an einer Stelle, an der Autostraße östlich des Lago di Nembia, viel Scaglia (und Ammonitico rosso?). Diese Gesteinsart überwiegt an dieser Stelle so stark, daß man sich wundert, wie in einem Bergsturz mit nachträglichem Gletschertransport sich eine Formation lokal so häufen sollte.

Das Gestein des Schuttfeldes ist also durchaus gleich dem Gestein, das an den Talhängen östlich und westlich ansteht. Dies berechtigt zur Annahme, daß das Material aus der Nähe stammt.

Ich möchte die Entstehung lieber in folgender Weise erklären. Wenn wir die Gebirgsformen in der Nähe großer Störungslinien betrachten, dann fällt auf, daß manchmal direkt neben diesen Störungslinien sich isolierte Felsen erheben; Beispiele hierfür sind die Monte Turrion alto und basso (Abb. 3. Taf. XX) am Campo Flavona, der Pizzo Giovanni bei der Malga Spora und Monte Brione östlich von Riva. Besonders der Turrion basso hat eine sehr charakteristische Form (siehe geologische Karte), ein schmaler, steil aufragender, etwa 150 m hoher Felssockel, am N- und E-Ende scharf spornartig endend. Es ist wohl sicher, daß dieser Form Gletscherwirkung zuzuschreiben ist. Der Monte Turrion alto ist nicht mehr so gut erhalten. An der N- und W-Seite ist das Gestein stark zertrümmert, die Schutthalden reichen bis zum Gipfel, man hört immer Steinschlag: einem neuen starken Gletschervorstoß würde er vielleicht nicht mehr standhalten.

Ich vermute nun, daß auch in Nembia einmal ein ähnlicher isolierter Fels stand, der Form nach etwa wie der aus tertiärem Gestein bestehende Monte Brione östlich Riva. Die Profilzeichnung zeigt, daß, in gleichsinniger Fortsetzung der Schichtlage am Monte Gazza, sich sehr gut ein solcher isolierter Fels aus Gestein, wie man es am Schuttfeld findet, rekonstruieren läßt. Ein ähnliches jetzt noch bestehendes isoliertes Vorkommen, tektonisch umgrenzt und isoliert, ist der Lias-Scaglia-Rücken „Beo“, Punkt 881, östlich von San Lorenzo. Man kann sich leicht vorstellen, daß erstens der gedachte Fels bei Nembia durch die Lage hart an einer wichtigen Überschiebungslinie tektonisch stark beansprucht war, daß weiter die eiszeitlichen Vergletscherungen durch starke Druck- und Schlifffwirkung den Zusammenhang im Fels stark gelockert haben und daß nach Abschmelzen des Würmgletschers die letzte Stütze verschwand und der Fels zusammenbrach. Vielleicht hat sich zur Zeit dieses Zusammenstürzens noch Eis im Tale befunden, so daß die endgültige Ablagerung des Bergsturzmaterials erst nach seinem Abschmelzen erfolgt ist und dabei hat auch vielleicht eine sehr geringe Verfrachtung stattgefunden.

Daß das Schuttfeld wesentlich beiträgt zur Stauung des Molvenosees wird zwar von allen Autoren angenommen, steht aber keineswegs fest. Im Verlauf der Tiefenlinien des Movenosees fällt auf, daß der tiefste Punkt in der nördlichen Hälfte liegt, u. zw. deutlich im Bereich der Synklinale südlich von Molveno, deren Achse nach S wieder ansteigt. Dies ist jetzt noch deutlich zu sehen, obwohl die Zuschüttung durch den Bach aus der Vall delle Seghe im N-Teil des Sees dort den Verlauf der Tiefenlinien schon stark beeinflusst hat. Der tiefste Teil des Sees dürfte ursprünglich noch mehr N gelegen sein (siehe Taf. XIV, Prof. 11). Der Kern dieser Synklinale enthält nur weiches mergeliges Gestein, nämlich Scaglia und Tertiär. Es ist daher wahrscheinlich, daß der nördliche Teil des Seebeckens eine durch Gletscherschurf entstandene Wanne ist: das weiche Gestein wurde wegerodiert, der weiter südlich anstehende Liaskalk hingegen leistete mehr Widerstand und bildete deshalb eine Schwelle.

Wenn hier unterirdische Entwässerung möglich wäre, würde der Molvenosee eine tiefe Pozza sein, wie etliche andere Pozze in der Brenta (Pozza Tra-

montana, die Pozza, in der die Malga Spora liegt, die Pozza am Ausgang des Nardistales und noch andere). Für die Möglichkeit unterirdischer Entwässerung käme auch die im W ausstreichende Überschiebungsfläche in Betracht. Die Entwässerung der anderen genannten Pozze ist auch tektonisch angelegt. Allein dort befindet sich auf beiden Seiten der Störung hauptsächlich Kalk, während hier vielleicht ein Fetzen Scaglia die Störungsfläche zum größten Teil verschmiert und verstopft hat. Daß auch die heutige Entwässerung zu dieser Störungsfläche in Beziehung steht, darauf weist die Tatsache hin, daß der Bach ganz an der W-Seite des Tales, wo die Überschiebungslinie verläuft, wieder zutage tritt.

Das Schuttfeld „Sassac“ nördlich der Malga Flavona hat einen ganz ähnlichen Charakter. Auch hier wieder ein scharf umgrenzter Hügel mit der Firstlinie in der Mitte. Das Material besteht im S-Teil aus Rätkalk, dann folgt eine Zone von etwa 200 m, wo Rät und Hauptdolomit gemischt vorkommen, und der N-Teil ist ausschließlich Hauptdolomit. Auffallend ist, daß in dem N-Ausläufer der Rocca eine Störung verläuft, die gleichfalls Hauptdolomit von Rät trennt. Möglicherweise hat sich diese Störungslinie nach W durch den nördlichen Teil des Felssockels fortgesetzt; dann wäre die vermutliche Entstehung des Schuttfeldes ganz ähnlich der des Schuttfeldes von Nembia.

In derselben Weise sind die Schuttfelder südlich und nördlich des Lago Tovet entstanden. Auch hier wieder Schuttfelder ohne Zusammenhang mit den umliegenden Schutthalde und mit den höchsten Erhebungen, immer ungefähr in der Mitte, also selbständige Einheiten bildend. Daß die isolierten Felsen, aus denen die Schuttfelder durch Zusammenstürzen entstanden sind, stark gestört waren, dafür spricht das jetzt noch anstehende Gestein, das vielfach zertrümmert ist. Daß der Tovetsee wenigstens z. T. vom Bergsturz gestaut wird, ist wahrscheinlich.

Für das obenbeschriebene Phänomen, das in der Brenta mehrfach auftritt, habe ich den Ausdruck „Verstürzte Korrosionsreste“ gewählt.

Es soll damit zum Ausdruck gebracht werden, daß isolierte Felskörper unter Einwirkung des Gletschereises (Schliff, Druck und Spaltenfrost) an Ort und Stelle zusammengebrochen sind, nachdem nach dem Abschmelzen des Eises der stützende Gegendruck verschwunden ist. Es bleibt dabei offen, ob nicht die Form des Trümmerhaufens durch nachträgliche neuerliche Gletschereinwirkung noch wenigstens teilweise geändert wurde.

### Bergstürze.

Die Blockhalden Corno und Maroche beim Molvenosee dürften wohl auf normale Bergstürze zurückgehen.

Auch an der NW-Seite der zentralen Brentakette sieht man viele Schuttfelder. Hier ist immer noch deutlich der Verband mit der Abbruchstelle zu verfolgen. In einigen Fällen jedoch ist die horizontale Ausbreitung des Schuttes so groß, daß kurze Verfrachtung durch Gletscher anzunehmen ist (Bergsturmoränen).

Es fällt auf, daß das Verbreitungsgebiet dieser letzten Bergstürze so beschränkt ist. Sehr viele Gipfel, ja ganze Massive (z. B. Monte Fibbion nördlich der Malga Spora) machen einen äußerst unstablen Eindruck. Das Gestein



Nach einer käuflichen Photographie.

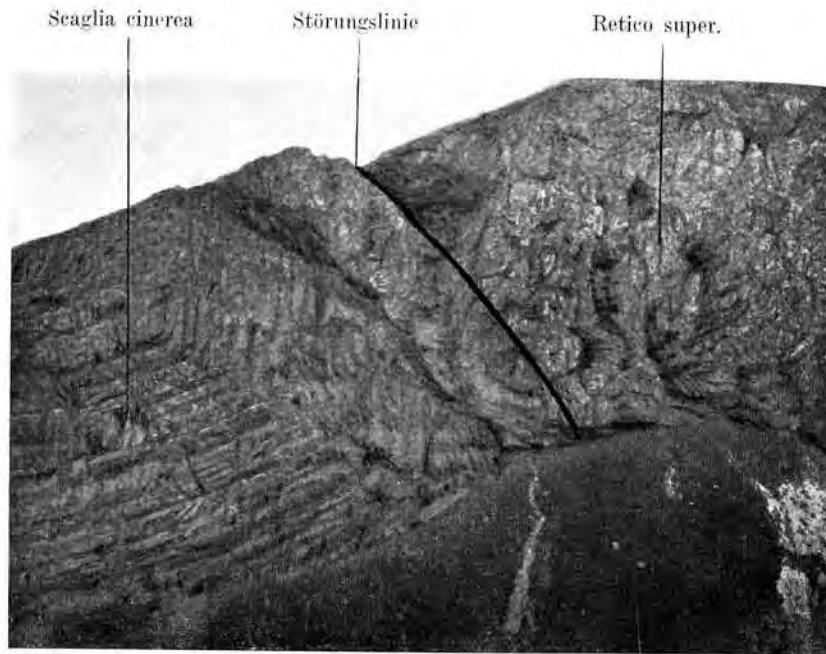
Abb. 1. Gipfelflur der Brentagruppe.

Crozzon  
 " di Brenta    Vedretta    Vedretta di    Oberer  
 Hauptdolomit    di Camosci    Camosci-Linie    Rätkalk



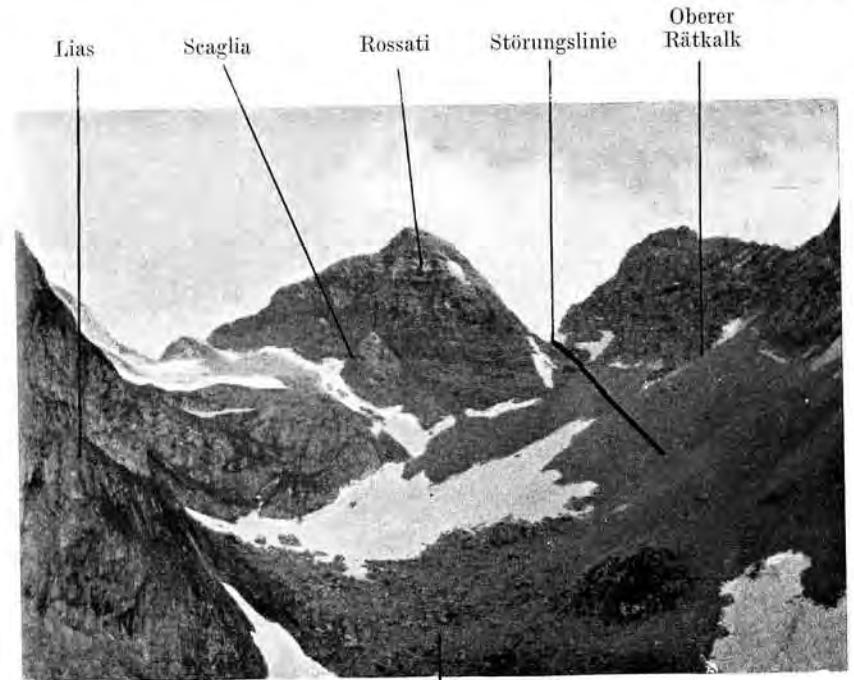
Nach einer käuflichen Photographie.

Abb. 2. Gegensatz zwischen Hauptdolomit- und Rät-Liaswänden.



Phot. Wiehols

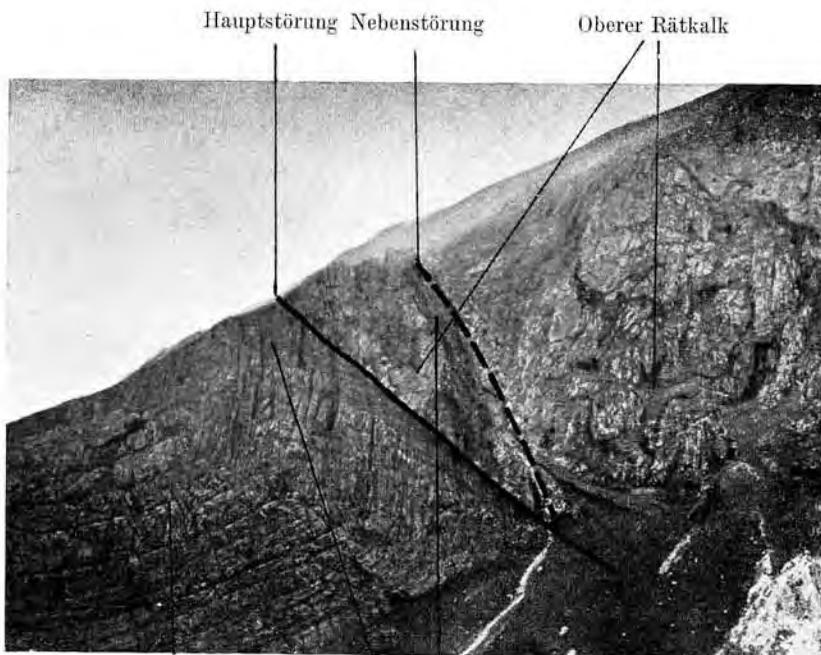
Abb. 1. Störungsdurchgang in der S-Wand der Val Doré. (Darstellung von Trevisan.)



Phot. Wiehols.

Val d. San Lorenzo

Abb. 3. Störungsdurchgang am Rossati. Keine Falte. Gesehen von N.



Phot. Wiehols.

Abb. 2. Störungsdurchgang in der S-Wand der Val Doré. (Meine Auffassung.)



Phot. Wiehols.

Abb. 4. Störungsdurchgang S-Wand Pozza Tramontana.

ist an vielen Stellen derartig mit Klüften, Rissen und Spalten durchsetzt, daß man sich eigentlich wundert, daß nicht mehr Bergstürze stattfinden. Schwinner (1912) sagt: „Wie man über die Art der Wirkung der Eiszeit auch denken mag, darüber besteht völlige Einigkeit, daß die von den Gletschern zurückgelassenen Formen unter den neuen Verhältnissen im höchsten Grade instabil sind.“

Diese Stellen findet man nur im, man kann sagen, Schutzbereich der größeren widerstandsfähigen Massive. Jedenfalls außerhalb der Bahn der großen, eiszeitlichen Gletscher, innerhalb dieser Bahn hingegen sieht man nirgends irgendwelche isolierte steilaufragende Türme. Unmittelbar neben dieser Bahn fangen sie schon an, z. B. der stark brüchige Castelletto inferiore. NW der zentralen Brentakette sind es eigentlich nur die Fridolinspitzen, welche eine nennenswerte stark brüchige Erhebung darstellen, sonst ist das ganze Gelände im Bereich der Bahn des Würngletschers wie glattrasiert, die Oberflächenformen sind flach, höchstens wellig. Wo sich einmal eine Kammlinie in diesem Gebiet findet, ist sie auch rund geschliffen, z. B. der NW-Ausläufer der Cima Fracingo.

Daß die eiszeitlichen Gletscher die Ursache waren für die jetzige Formgestaltung des Geländes außerhalb der höchsten Gebirgsketten, ist wohl nicht anzuzweifeln. Die Prä-Würm-Vergletscherungen werden schon das meiste gemacht haben. Daß in der Riß-Würm-Interglazialzeit die Erosion und die Verwitterung so groß waren, daß sich ganz neue Felsgebilde aus den Massiven abgetrennt hätten, ist unwahrscheinlich.

Die vielen Bergstürze an der NW-Seite des zentralen Brentastockes sind nach meiner Ansicht die Folge davon, daß gerade an dieser Stelle die Großvergletscherungen besonders starken Druck auf die Wände ausgeübt und außerdem die Wände unterschliffen haben. Denn hier macht die NS-Richtung des Gletschers aus der Val Meledrio eine deutliche Schwenkung nach SW, an der Umbiegung werden Druck und Anschliff größer gewesen sein als sonstwo. Nicht sehr widerstandsfähige Felsgruppen werden dadurch stark gelockert worden sein. Die größten Bergstürze dürften stattgefunden haben nach dem Rückzug des Würngletschers; dieses Material dürfte aber vom Schlernvorstoß schon aufgeräumt sein, Beweise dafür sind die großen Blöcke oberhalb Fogaiard. Indem die Gletscher sich aber immer mehr zurückzogen, wurden auch die höchsten Wände ihrer Stütze beraubt und in dieser Zeit dürften die jetzigen Bergsturzfelder entstanden sein. Die Abrißstellen liegen nach Schwinner in 2700 und 2400 m Höhe. Wie schon oben angeführt, läßt die große horizontale Verbreitung der Schuttfelder auf nachträglichen kurzen Gletschertransport schließen.

Kleinere Bergstürze gibt es in der Brenta sehr viele. Sie sind alle im Gelände deutlich zu erkennen und sind meist bescheidenen Umfanges.

Der Bergsturz am Monte Spinale, über den Schwinner (1912) berichtet, besteht, wie Trevisan (1936/II) schon erkannt hat, nicht. Man findet am Spinaleplateau tektonisch zertrümmertes, anstehendes Gestein und Oberflächenbreccie. Von einem Bergsturz ist nichts zu sehen. Die „Abrißnischen“ des Bergsturzmaterials sind Kare, die auf erosivem Wege entstanden sind, vielleicht als alte Talschlüsse.

Auch der Bergsturz an der Bocca di Brenta vom Jahre 1882 hat bestimmt nicht in dem Ausmaße stattgefunden, wie Richter (1885) ihn beschreibt.

Ein oder mehrere Bergstürze haben viel früher stattgefunden, als das Tal noch vergletschert war, das Material ist dann vom Gletscher durch das ganze Tal verbreitet worden, es ist Bergsturzmoräne. Man vermißt denn auch in der Beschreibung Richters eine genaue Angabe der Abrißstelle, sie müßte so kurz — drei Jahre — nach dem Ereignis bestimmt noch deutlich zu sehen gewesen sein. Und die Spuren, die die kilometerweit weggerutschten oder gerollten Blöcke hinterlassen hätten, müßten auch so auffallend gewesen sein, daß Richter sie erwähnt hätte. Aus seiner Beschreibung geht vielmehr hervor, daß die Sachlage 1885 genau so war wie jetzt. Ein frischer Bergsturz sieht anders aus.

Daß 1882 ein kleiner Bergsturz stattgefunden hat, ist sehr wahrscheinlich. Daß das Gepolter in Madonna di Campiglio so deutlich gehört wurde, daß die Einwohner glaubten, die Welt gehe unter, liegt wohl daran, daß Madonna di Campiglio genau in der Achsenrichtung der Val Brenta liegt, und daß das Tal also gewissermaßen als Schallrohr gedient hat.

## Morphologie.

### Hebungsweise Formentwicklung und glaziale Überformung.

#### Die Gipfflur.

Die Gipfflur in der Brenta ist sehr deutlich ausgebildet (Abb. 1, Taf. XVII). In einer Erstreckung von etwa 15 km erheben sich mindestens 22 Gipfel zu einer Höhe von  $3000\text{ m} \pm 100\text{ m}$ , nur einige Gipfel ragen etwas darüber hinaus bis zu 3173 m (Cima Tosa). Die Gipfel der Gipfflur sind von S nach N:

1. Cima di Vallon .....	2986 m	} Rät—Jura. Scholle der Cima Fracinglo.
2. Cima pra Fiorito .....	2900 m	
3. Cima di Vallagola .....	2880 m	
4. Cima Fracinglo .....	2880 m	
5. Cima d'Ambiez .....	3102 m	} Hauptdolomit.
6. Crozzon di Brenta .....	3129 m	
7. Cima Tosa .....	3173 m	
8. Brenta alta .....	2960 m	
9. Campanile alto .....	2937 m	
10. Croda di Fulmini .....	2910 m	
11. Torre di Brenta .....	3014 m	
12. Cima d'Armi .....	2949 m	
13. Pizzo Molveno .....	2910 m	
14. Spallone di Massodi .....	2998 m	
15. Cima Mandron .....	3033 m	} Scholle der Cima Tosa—Pietra Grande.
16. Cima di Brenta .....	3160 m	
17. Dente di Sella .....	2906 m	
18. Rocca di Vallesinella .....	2988 m	
19. Cima del Groste .....	2897 m	} Rät.
20. Pietra Grande .....	2936 m	
21. Corno di Flavona .....	2914 m	
22. Cima di Sassara .....	2892 m	

Diese Gipfel liegen nicht in einem tektonisch einheitlichem Verband, sondern gehören zwei verschiedenen Schollen an. Auch das Gestein ist verschieden und besteht aus Hauptdolomit, Rätalk und Liaskalk. Die überwiegende Mehrzahl der Gipfel gehört jedoch der Scholle der Cima Tosa—

Pietra Grande an (die Gipfel 5—22) und hievon sind 15 (die Gipfel 5—19) nur aus Hauptdolomit aufgebaut. Von dieser Gipfelflur fällt das Gebirge verhältnismäßig rasch in das Vorland ab.

Eine niedrigere, selbständige Einheit bildet der Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zug, dessen acht Gipfel auf 3 km Erstreckung sehr konstant zu Höhen von 2660—2686 m aufragen.

Verflachungen in der Gipfelflur zwischen 2900—3100 m gibt es auf der Cima Tosa und an der Cima di Brenta neben dem Hauptgipfel, beide bei 3100 m Höhe.

### Die Verflachungen.

Die höchsten Verflachungen bilden die vielen Gletscherkare. Die am höchsten hinaufreichenden sind an der N-, W- und E-Seite des Gebirgskammes von Gletschern bedeckt, die niedrigeren und, an der S-Seite auch die höchsten, sind eisfrei. An der S-Seite macht die Vedretta d'Ambiez eine Ausnahme. Diese Verflachungen liegen zwischen 2400 m und 2800 m, die Gletscherkare bilden die Talschlüsse der Täler. Diese Täler zeigen eine Abwechslung von Terrassen und Schluchten und bilden schöne Beispiele für eine hebungsweise Formentwicklung.

In der folgenden Übersicht sind die Verflachungen der Brentatäler zusammengestellt.

1. Stufe	2. Stufe	3. Stufe	4. Stufe
Kalk. Pra Castron 2400—2500 m	Val di Vento 2100 m	Malga Scale 1550 m	
Pra Castron 2400—2500 m	P. 2245	Malga Tuenzo 1750 m	Lago Tovel 1200—1300 m
Val Gelada P. 2414	1900 m	Campo Carlo Mo. 1650 m	
Val Gelada di Tu- enno 2400 m	Baito 2200 m	Malga Denno 1700 m	
Pietra Grande. Orto u. Orto delle Re- gina P. 2509 bis P. 2452	Spinaleplateau 2000—2100 m	Campo Carlo Magno 1650 m	
Groste Hochfl. 2800—2400 m	Spinaleplateau 2000—2100 m	Campo Carlo Magno 1650 m	
Val Brenta. Vedr. d. Fulmini 2750—2500 m	Val Brenta alta 2150 m	Malga Brenta alta 1740—1650 m	Malga Brenta bas- sa 1300—1250 m
Massodi-Val d. Seghe. Busa d'Armi, Busa di Massodi ca. 2350 m	Laghetto Baito dei Massodi 2200 bis 2000 m	Pian delle Selvata 1630 m	Pian del Maroccez 1250 m

1. Stufe	2. Stufe	3. Stufe	4. Stufe
Val Ceda. Vedr. Tosa inf. 2800—2600 <i>m</i>	Passo di Ceda 2200 <i>m</i> , Val No- ghera 2100 <i>m</i> , Val S. Lorenzo 2030 <i>m</i> , Val Dore 2100 bis 1900 <i>m</i>	Malga Ceda bassa 1440—1400 <i>m</i>	Forstgarten 1030 <i>m</i>
Val d'Ambiez, Castei 2400 bis 2470 <i>m</i> , Parol 2400—2320 <i>m</i> , Passo Cresole 2445 <i>m</i>	Busa d. Malgani 2000 <i>m</i> , Pozza bassa 2020 bis 1800 <i>m</i> , Pozza Bene d. Senaso 2100 <i>m</i> , Malga Ben 2100—1700 <i>m</i>	Malga Prato di sotto 1700—1600 <i>m</i> , Malga Senaso di sotto 1530 <i>m</i> , Dengolo 1300 <i>m</i>	Malga Laon 1112 <i>m</i>
Val di Jon 1. Stufe fehlt	Busa del Lago 2150—1950 <i>m</i> , Malga Zgolbia 2140—2000 <i>m</i> , Le Binde 2075 <i>m</i> , Pozza Bene di Dorsino 1950 <i>m</i>		
Val Nardis Glet- scher 2800 bis 2450 <i>m</i>	2150 <i>m</i> ? Val Fracinglo 2150—2000 <i>m</i>	Malga Vallagola 1600 <i>m</i> , Grasso d. Pastori 1860 <i>m</i>	Fogaiard 1200 <i>m</i>
Vallesinella 1. Stufe fehlt	Talschluß 2100 bis 2300 <i>m</i> Grasso d'Oveno 1840—1700 <i>m</i>	Malga Vallesinella di sotto u. Malga Vallesinella di sopra 1700 bis 1500 <i>m</i>	Fogaiard 1200 <i>m</i>
Val d'Algone Ve- dretta XII Apost. 2700—2400 <i>m</i> , Busa di Vallon sup. 2600—2500 <i>m</i>	Busa di Sacco 2130—2020 <i>m</i> , Fiorito 2140 bis 2080 <i>m</i> , Malga Movlina, I Coi 1900—1800 <i>m</i> , Le Giare 2160 bis 2100 <i>m</i> , Busa di Vallon inf. 2300 bis 2280 <i>m</i> , Busa di Venedig 2100 bis 2050 <i>m</i>		
Kristallin. Kar E von Roc- chetta di Nam- brone, einschließ- lich einige kleine Seen 2400 bis 2300 <i>m</i> , Tre Lagbi 2300 bis 2260 <i>m</i>	Kar E von Nam- bino Mt., einschl. einige kleine Seen 2160—1900 <i>m</i> , Pra da Lago 2100 bis 1900 <i>m</i> , Lago Ritorto 2100 bis 2000 <i>m</i> , S von Lago Nambino 1950—1900 <i>m</i> , S von Pancugolo 2100 <i>m</i>	Lago Nambino, Malga Patascos, Malga Ritorto 1650—1750 <i>m</i>	

Bei näherer Betrachtung dieser Talstufen fällt folgendes auf.

Die Entstehung der Grostehochfläche hängt ohne Zweifel mit einer früheren Erosionsbasis zusammen, die jetzige Form ist aber bestimmt durch Gletscherschliff entstanden. Der Höhe nach gehört sie dem höchsten Verflachungssystem an. Nach W, NW und NNE setzt diese Fläche dann allmählich fort und es scheint, als ob wir es hier mit einer fast ebenen Fläche zu tun haben, welche sich am Spinaleplateau bis auf 2000 m und an der W- und E-Seite des Pietra Grande-Massivs bis auf 2000—2100 m herabsenkt. Wenn man aber die Kare im Pietra Grande-Massiv betrachtet, die dort die höchsten Verflachungen darstellen, dann fällt auf, daß diese vielfach nicht allmählich nach dieser Fortsetzung der Grostehochfläche abfallen, sondern gegen diese hin mit einer deutlichen Steilstufe abschneiden, also hängende Kare sind. Man sieht dies z. B. am Orto della Regina und am Kar, das sich nördlich von der Pietra Grande-Spitze nach E hinunterzieht. Beide enden bei etwa 2400 bis 2450 m, d. i. die Höhe der Grostehochfläche; darunter folgt eine Steilwand. In beiden Fällen liegt die flache Fortsetzung des Grosteplateaus etwa 200 m tiefer. Wenn man vom Groste zu diesem Punkt kommt, dann ist man geneigt, anzunehmen, daß normale Wassererosion hier das untere Rät abgetragen hat (diese Fläche folgt genau der Hauptdolomit-Rät-Grenze) und daß hier, wie schon oben gesagt, eine normale Fortsetzung eines alten Verflachungssystems vorliegt. Wenn man aber aus den Karen zu diesem Punkt kommt, dann ist man wegen der Tatsache, daß hier zwei Verflachungen vorliegen, getreunt durch eine deutliche steile Unterbrechung, geneigt, hierin einen Fall einer hebungsweisen Formentwicklung zu sehen. Man kommt also von verschiedenen Richtungen zu ganz verschiedenen Schlüssen.

Die Annahme, daß hier nur Wassererosion stattgefunden hat, stößt auf Schwierigkeiten. Spuren eines alten Bachbettes sind nicht vorhanden. Man kann sich aber in diesem zerklüfteten Dolomit überhaupt keinen größeren Wasserlauf vorstellen. Die Verkarstung in der jetzigen Form braucht damals noch nicht gewesen zu sein, aber die tektonische Zerklüftung war bestimmt schon da und diese würde genügt haben, das Wasser sofort in die Tiefe verschwinden zu lassen.

Die zweite Möglichkeit ist Gletscherschliff. Schon bei der Besprechung der Großvereisungen wurde gezeigt, welcher auffallende Gegensatz in den Geländeformen besteht zwischen den Gebieten, wo nachweisbar die mächtigen Eisströme der Großvergletscherungen ihren Weg genommen haben und den Gebirgsketten, welche, obwohl sie ganz verfirmt waren, doch außerhalb des Stromgebietes lagen. Die ersten Gebiete haben fast immer weiche Formen, es fehlen steile Aufragungen, alle Schärfen. Diese Eisströme haben auch großen Einfluß gehabt auf die jetzigen Umrißformen der Gebirgsmassive. Die steilen Wände stellen die schönsten Begrenzungen dieser Eisströme dar, die man sich denken kann. Der Sporn am Groste zeigt mit seiner Spitze genau in die Richtung der Grenzlinie der beiden Gletscher, die sich dort vereinigten. Die E- und W-Wand des Pietra Grande-Massivs liegen ganz in der Stromrichtung des Eises, ohne irgendwelche aus der Stromlinie heraustretende Hindernisse. Die leicht konkave Form der E-Wand des Sporns kann bedingt sein durch den größeren Druck und die dadurch größere Schliffwirkung des Gletschers aus dem Toveltal. Dieser Eisstrom aus dem Toveltal traf auf das Massiv der Cima Val Scura; das dürfte maßgebend gewesen

sein für eine Stauung der Eismasse nach W gegen die Wand der Pietra Grande.

Die Cima del Groste liegt an der Stelle, an der sich der Gletscher aus dem Meledriotal geteilt hat. Hier hat Stauung stattgefunden. Die schöne, gerundete Form ist Gletscherschliff zuzuschreiben.

Die W- und E-Wände des Cima Val Scura—Monte Fibbion-Zuges tragen ebenfalls die deutlichen Spuren der Eiswirkung. Wie der Pietra Grande-Zug steht dieses Massiv da in vollkommener Stromlinienausführung, auch hier keine seitlich hervorragenden Teile an der ganzen 5 km langen Wand. Die nach E oder W herunterziehenden Grate brechen unvermittelt ab und gehen in senkrechte Wände über.

Das gleiche ist der Fall mit dem schmalen Zuge des Monte Corona—Cima Mular alto. Das zwischenliegende Tal im S, die Val dei Cavai, im N die Val Cadino, ist ein schönes Beispiel für ein durch Gletscherschliff entstandenes „U“-Tal. Hier wird die „U“-Form nicht hervorgerufen durch Schutthalden, sondern sie ist im Fels ausgeschliffen. Eine sehr gute Photographie des Tales findet man in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1934, S. 144, im Aufsatz: „Die Berge der heiligen Maria von Flavon“ von Dr. Hans Kiene. Sehr deutlich kommt hier die „U“-Form zur Geltung, nur im S-Teil des Tales in der Mitte ist eine durch Wasser erodierte, tektonisch vorgebildete Rinne.

Aus all diesen Tatsachen geht hervor, daß die Großvergletscherungen in diesem Gebiet eine große Auswirkung gehabt haben. Die jetzigen Hauptformen des Geländes sind dadurch entstanden, die hocheiszeitlichen Gletscher haben sich große Durchzugsbahnen freigemacht. In der Stromrichtung liegende Hindernisse wurden entfernt, oder, wie Turrion basso und alto zu Formen geschliffen, die am wenigsten Widerstand boten (Abb. 3, Taf. XX). An vielen Stellen wurden wenig widerstandsfähige, mergelige, feingeschichtete Pakete des unteren Rät abgetragen. Hiefür bietet der Campo Flavona ein Beispiel. Solch ein breites, tiefes „U“-Tal kann nicht durch Wassererosion allein entstanden sein. Denn der Talboden besteht in der ganzen Ausdehnung aus Fels und wenn für die Entstehung Wassererosion maßgebend und die Eiswirkung nebensächlich gewesen wäre, dann müßte jetzt noch ein altes Bachbett zu sehen sein. Dies ist aber nicht der Fall. Das Bachbett auf der W-Seite des Tales verläuft in der tektonisch vorgebildeten Rinne der Pozza Tramontana-Überschiebung und kann nicht als Rest des Entwässerungssystems angesehen werden, das die Erosion des Campo Flavona bewirkte. Die ganze Form des Tales deutet auf Gletscherschliff. Sicher war aber vorher das Tal schon mehr oder weniger vorgebildet in der Weise, daß durch die hebungsweise Formentwicklung hier schon ein oder mehrere größere Täler durch Wassererosion entstanden waren. Die Höhe der zwischen diesen Tälern liegenden Kämme dürfte zusammen mit Turrion alto und basso dem höchsten Verflachungssystem der Brenta entsprochen habe. Diese Turrione stellen die Reste dieser Kämme dar. Die Großvergletscherung hat hier ein stark gegliedertes Gebiet, aus wenig widerstandsfähigen Mergeln bestehend, vorgefunden. Die Aufragungen wurden zum größten Teil vom Eis weggeschliffen und wahrscheinlich der Talboden noch vertieft.

Eine ähnliche starke Erosion nehme ich an für die Grostehochfläche und ihre nächste Umgebung. Die voreiszeitliche Wassererosion wird hier bei der hebungsweisen Formentwicklung ursprünglich andere Geländeformen gebildet

haben. Die nachträglichen Großvergletscherungen haben diese Formen ganz verändert oder verwischt und die jetzigen geprägt.

In derselben Weise entstanden, denke ich mir, die Formen der Oberfläche des Spinaleplateaus. Profilzeichnungen zeigen, daß die Oberfläche des Grosseplateaus sich ganz allmählich fortsetzt in die des Spinaleplateaus, also bis auf etwa 2000 m herab, damit würde das Spinaleplateau dem tieferen Teil des höchsten Verflachungssystems in der Brenta entsprechen. In der ganzen Brentagruppe gehören aber die Verflachungen zwischen 1900 und 2100 m der nächsttieferen zweite Stufen an, man muß also das Spinaleplateau auch dazu rechnen. Aus den gleichen Gründen wie beim Campo Flavona kann man auch hier nicht annehmen, daß nur Wassererosion diese 3 km lange und breite Hochfläche schuf. Analog der Entstehung des Campo Flavona haben wir uns wohl auch hier vorzustellen, daß bei der Hebung dieses Gebietes das Wasser Täler eingeschnitten hat, deren Talsohlen in der Höhe der jetzigen Oberfläche gelegen haben. Die Höhe der diese Täler trennenden Bergrücken dürfte der Höhe der nächsthöheren Stufe des Spinaleplateaus entsprechen haben, oder anders gesagt, das Spinaleplateau hatte vor der Vereisung die gleiche Höhe wie die Grostehochfläche. Die Großvergletscherungen haben auch hier das Relief gründlich geändert und die Aufragungen, welche nach der Wassererosion noch übrig geblieben waren, zum größten Teil weggeschliffen. Die Ansatzstellen dieser Bergrücken sind jetzt noch zu erkennen; als solche betrachte ich die von der Pietra Grande herunterziehenden Grate, die die Kare und die Val Gelada auf der W-Seite trennen.

Besondere Umstände haben diese gewaltige Reliefänderung begünstigt. Das Gestein am Spinaleplateau ist, wie im tektonischen Teil besprochen wurde, sehr stark gestört, große Teile sind stark brecciös. Weiter dürfte die Abflußrichtung des Wassers, und damit die alte präglaziale Talrichtung in der Hauptrichtung E—W gerichtet gewesen sein, da die Anlage des Val Sarca—Val Meledriotal-Systems, indem es entstanden ist an tektonisch vorgebildeter Stelle (Judikarienlinie) schon sehr alt sein dürfte und die Entwässerung sich also dorthin gerichtet haben wird. Die unter starkem seitlichen Druck des Eises stehenden, oft in sich stark gestörten Bergrücken werden nicht standgehalten haben und sind wegerodiert worden. Die Spur eines alten Tales ist am Spinaleplateau noch zu verfolgen. Die Oberfläche des Spinaleplateaus, obwohl von E nach W ganz allmählich ahfallend, ist jetzt noch stark gegliedert, es kommen Höhenunterschiede bis zu 200 m vor. Dabei fällt auf, daß der Fußweg vom Grosteweg über den Lago Spinale (ein ganz kleines, seichtes Seechen) zur Tillyhütte ganz ohne Gegensteigung verläuft. Dabei ist er aber für große Erstreckung auf beiden Seiten von höheren Aufragungen begleitet, z. B. bei der Malga Pezzoi, wo der Weg in 2030 m Höhe liegt, sind im N der Aussichtspunkt 2092 m und weiter NE die Erhebung von Punkt 2082 m. Im S liegen Schneeloch 2072 m, Pozza Lunge 2130 m und Busa di Genevri 2082 m. Weiter nach E bei Campo Centenair (Höhe des Weges hier 2080—2090 m) liegen im N der flache Rücken von Punkt 2097 bei Malga Boc di sopra und im S Punkt 2162 bei I Dossi. Es ist sehr wohl möglich, daß dieser Fußweg in einem alten Flußbett liegt.

Eisschliff nehme ich auch an für die Verflachung von Grasso d'Oveno.

Eine ganz ähnliche Verflachung wie die der Grostehochfläche bilden die in gleicher Höhe gelegenen Hochflächen Pra Castron und Pra Castron di

Tuenno, westlich und südlich des Sasso Rosso. Die Ähnlichkeit ist sehr groß, was um so auffallender ist, als die Gesteinsarten ganz verschieden sind. Am Groste sind Hauptdolomit, Rätmergel und -kalke, am Passo di Pra Castron Lias bis Scaglia. Andere Vorbedingungen sind in beiden Fällen gleich, so das Schichtfallen und der Gegensatz zwischen einem Untergrund aus festem Kalk, bzw. Dolomit und einem Aufbau aus weichen, mergeligen Gesteinen.

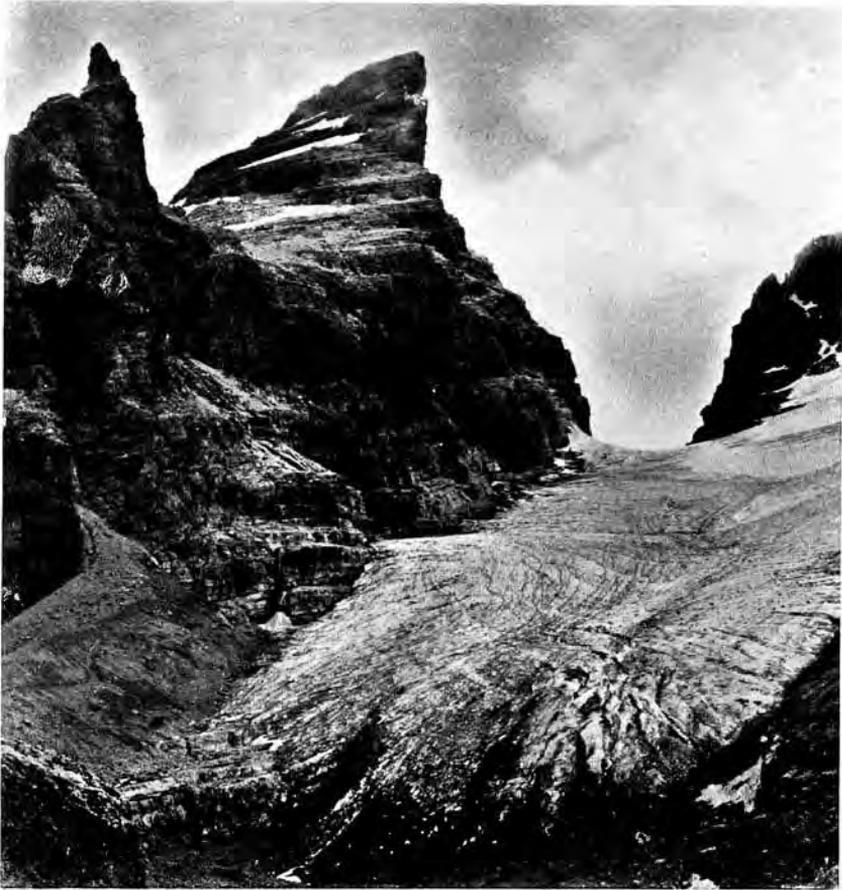
Der Gletscherschliff war am Pra Castron (G. D. B. K.) sehr stark. In dieser Höhe von 2300—2400 *m* zeigt das Gestein schön rundgeschliffene Formen. Eine Abzweigung des Val Meledrio-Gletschers ist an der Cima del Tov in die Val di Vento eingedrungen und hat über den Passo di Pra Castron und die Bocca del Vento mit dem Val Tovel-Gletscher in Verbindung gestanden. Die Geländeformen weisen auch in diese Richtung. Die W-Wand des Sasso Rosso-Sporns und die des Monte Padon liegen in einer Linie, was durch Gletscherschliff vom Val Meledrio-Gletscher bewirkt worden sein dürfte. Das Gestein an der Bocca del Vento ist deutlich rundgeschliffen. Die SE-Wand des Monte Padon liegt ganz parallel der Hauptrichtung der Wand oberhalb des Campo di Tuenno. Beide haben ihre jetzige Form durch Gletscherschliff des Val Tovel-Gletschers erhalten. Der Monte Padon hat seine charakteristische Form erhalten durch die Lage an einer Stelle, wo Eisströme sich vereinigt und geteilt haben.

Wie die Grostehochfläche ist die Oberflächenform des Pra Castron und des Pra Castron di Tuenno durch Wassererosion vorbereitet gewesen. Das Hocheis hat auch hier die stehengebliebenen Reste weiter modelliert oder ganz weggeschliffen.

Es stellt sich heraus, daß vielfach die erodierende Wirkung des Eises auf größeren Flächen, bei flacher Schichtlage, Schichtplatten bloßlegt. Die Schichtung des Gesteins ist mitbestimmend für die Oberflächenformen, die durch Gletscherschliff entstehen. Die ausgedehnten Schichtflächen am Groste und am Passo di Pra Castron wurden schon erwähnt, weitere gibt es noch in etwas geringerer Ausdehnung beim Rifugio XII Apostoli. Kleinere Schichtflächen sind zu finden bei der Tucketthütte, Pedrottihütte, Brentehütte. Auch die ausgedehnten Schichtflächen an der Cima del Groste, Castello di Vallesinella, Monte Turron basso und am Grasso d'Oveno schreibe ich derselben Wirkung zu. Schön entwickelt sind sie auch an vielen Stellen in der oberen Val d'Ambiez, am Campo Flavona, am Prada und Selva Grande nördlich von San Lorenzo und am Monte Gazza. Es ist schwierig, solche Schichtflächen in ein Verflachungssystem der stufenweisen Formerhebung einzureihen. Man weiß nicht, wie groß die erodierende Wirkung des Eises war, kann also nichts Bestimmtes sagen über die Geländeformen vor der Eiszeit. Stellenweise dürften die Verflachungen nur durch Eisschliff entstanden sein. In den meisten Fällen wird wie am Groste und am Spinaleplateau usw. eine Kombination von Wasser- und Eiswirkung am wahrscheinlichsten sein.

Die Verflachung Prada—Selva Grande N San Lorenzo setzt sich aus der Val Doré von 2070 *m* ganz allmählich abfallend bis auf etwa 1400 *m* fort. Es müssen hier früher zwei oder mehr Erosionsbasen gewesen sein, der Eisschliff hat aber die zwischenliegenden Stufen verwischt. Einige Steilabfälle im Gelände stellen Reste davon dar. Besonders in den höheren Teilen, wo die weichen Scaglia- und Eocänmergel anstehen, dürfte viel abgetragen sein.

Dente di Sella



Nach einer käuflichen Photographie.  
 Abb. 1. Eisgleitrinne in der N-Wand der Vedretta di Brenta inferiore

Val d'Ambiez	Oberer Rätalk	Rossati- Clamer- Linie	Tithon, Kreide, Tertiär	Selva Grande	Riß-Würm interglaz. Schotter
-----------------	------------------	------------------------------	-------------------------------	-----------------	------------------------------------



Gemeinde San Lorenzo. (Gesehen von S.)

Phot. Wiebols.

Abb. 2. Gegensatz in Geländeformen an Störungslinien.



Fundstelle

Phot. Wiebols.

Abb. 1. Fundstelle der Erratika am Passo di Val Gelada, zwischen 2650—2700 m. Die Photographie wurde von unten aufgenommen und zeigt daher das Gelände viel weniger steil, als es in Wirklichkeit ist.



Phot. Wiebols.

Abb. 2. Tonaliterratika am Passo di Val Gelada, eingebettet in Breccie.



Phot. Wiebols.

Abb. 3. Gletschergeschliffene Form des Monte Turriion basso.

Es fällt nämlich auf, daß der widerstandsfähigere helle Kalk im W viel höher emporragt. Nur die Val Doré, die geschützt liegt, kann einer Erosionsstufe zwischen 2100 und 1900 *m* zugeschrieben werden.

Das oben Gesagte bezieht sich alles auf Gebiete, wo die Großvereisungen Einfluß gehabt haben. Wir müssen bei der Betrachtung der in der Tabelle gegebenen Erosionsbasen immer untersuchen, ob die genannten Stellen im Bereiche der großen Eisströme gelegen waren oder nicht. Waren sie in deren Bereich gelegen, dann ist mit Übertiefung durch Eisschliff zu rechnen.

Daneben gibt es Verflachungen innerhalb der zentralen Brentakette, welche außerhalb des Eisstromes lagen. Hier sind die durch stufenweise Erhebung entstandenen Verflachungen besser erhalten. Scharf ist die Grenze zwischen beiden Gebieten nicht. In die Täler an der N-Seite des Gebirges ist sicher auch Hocheis eingedrungen, das Lokaleis zurückstauend. Andere Täler, z. B. Val delle Seghe, haben wohl im Eisstrombereich gelegen, waren aber geschützt durch hohe Pässe und es dürfte verhältnismäßig wenig Eis eingedrungen sein. Den Lokalgletschern kommt im Vergleich zum Hocheis viel weniger Erosionsfähigkeit zu. Während der Hochvereisungen sind sie gar nicht richtig zu Worte gekommen und die Mächtigkeit der Stadialgletscher ist sehr gering, verglichen mit der der hocheiszeitlichen Gletscher; entsprechend auch die Erosionsfähigkeit. Immerhin aber gibt es auch gute Beispiele von durch Stadialgletscher geschliffenen Talformen. Eine sehr schöne Eisgleitrinne liegt zwischen Castelletto superiore und Dente di Sella bei der Tuckethütte, oberhalb der Vedretta Brenta inferiore (Abb. 1, Taf. XIX).

Rundbuckel findet man in sehr vielen Tälern. Sehr schön z. B. ist die ganz rund geschliffene Felsstufe in der Val di Ceda, direkt oberhalb der Malga Ceda alta, was auch in der topographischen Kartenzeichnung zum Ausdruck kommt.

### Selektive Formentwicklung.

Typische Dolomitenlandschaft hat die Brenta eigentlich nur in ihrem mittleren Teil im Hauptdolomit. Das aus festem, gebanktem, hellem, oft etwas gelblichem Gestein aufgebaute Gebirge ist stark gegliedert. Tiefe Scharten teilen den Gebirgsstock auf in viele einzelne Türme, deren Höhe meist um 3000 *m* liegt. Sehr charakteristisch ist die deutliche, oft feine Bankung. Besonders aus einiger Entfernung hebt sich der Aufbau des zentralen Stockes deutlich hervor, die Form der durch Schichtflächen abgeplatteten Türme mit ihren steilen Wänden ist oft auffallend rechteckig. Bestimmend für das Gesamtbild einer Wand ist das Licht. Um die Mittagszeit, wenn die Sonne hoch steht, wird besonders stark die fast horizontale Schichtung betont. Bei Morgen- oder Abendsonne treten durch die Schattenwirkung viel mehr die senkrechten Risse hervor und wirkt die Schichtung viel weniger.

Die anderen Felsbildner in der Brentagruppe, der obere Rätalk und der Liaskalk, bauen Gehirgsmassive auf, die ein ganz anderes Aussehen haben. Die Bankung, obwohl oft auch ziemlich fein, tritt lange nicht so deutlich hervor. Das Gestein ist im allgemeinen brüchiger, und, was hauptsächlich auffällt, es wittert nicht so rauh an. Eine Hauptdolomitwand sieht anders aus wie eine Rät-Lias-Wand. Letztere wirkt glatter und massiger. Weil das Gestein weniger fest ist, kann ein Gebirgsstock auch nie so gegliedert sein wie beim Hauptdolomit. Solche äußerst labil aussehende Türme, wie die

Guglia di Brenta, Castelletto inferiore, Castelletto superiore oder Dente di Sella, um nur einige zu nennen, gibt es im Rät-Lias-Gebirge nicht. Hier herrscht der Typus des langgestreckten, scharfen Grates vor. Besonders augenfällig ist der Unterschied zwischen den beiden Felsbildnern, wo Gebirgsstöcke der beiden Gesteine aneinander grenzen, wie das z. B. der Fall ist auf beiden Seiten der Vedretta dei Camosci, wo die danach benannte Störungslinie durchzieht (Abb. 2, Taf. XVII). Sehr deutlich hebt sich hier das aus festem, gut gebanktem Hauptdolomit aufgebaute, sehr solid aussehende Massiv der Cima Tosa—Crozzon di Brenta ab von der E-Wand der Cima Fracingle II, die aus Oberrätalkalk und Liaskalk besteht. Die Umgebung des Rifugio XII Apostoli zeigt, daß der Unterschied nicht in geringerer Ausprägung der Bankung liegt. Der Gletscherschliff hat hier die deutliche Bankung bloßgelegt. Man sieht aber an den sich im Hintergrund erhebenden Gipfeln, daß die Bankung in der Felswand nicht hervortritt.

Zwischen Hauptdolomit und hellem Oberrätalkalk liegen die dunklen Kalke und Mergel des unteren und mittleren Rät, welche sich als ein Paket dünngebänkter Schichten deutlich in der Landschaft hervorheben. Diese Gesteine bilden Kulturböden, ebenso wie der oberste Hauptdolomit. Sie sind Ursache, daß am Spinaleplateau in 2200 m Höhe doch so viele Almen sind, obwohl hier gar kein Wasser ist. Das Wasser wird mittels einer Leitung von der Quelle am Groste hergeführt. Im allgemeinen treten im unteren Rät viele Quellen aus. Quellaustritt ist in der Brenta auch oft tektonisch hegründet. So treten die starken Quellen in der oberen Vallesinella (welche sehr stark sind, viel stärker, als das kleine Quellenzeichen in der topographischen Karte vermuten läßt) an einer Störungsfläche aus. Die Quelle am Groste, die einzige in weiter Umgebung, tritt aus an der Grenze Hauptdolomit—Unterrät-Kalk.

Verkarstung tritt überall dort auf, wo das Gestein in größeren Flächen zutage tritt, der Grad der Verkarstung ist sehr verschieden. Die größte Karrenfläche bildet die Grostehochfläche mit Umgebung und anschließend das Spinaleplateau. Schwinner (1912, S. 159) führt u. a. als Grund für die Annahme des Bergsturzes am Spinaleplateau an, daß man hier gar keine Karstformen, Trichter, Dolinenschlote usw. antrifft. Diese Behauptung ist um so erstaunlicher, als es hier alle Grade der Verkarstung gibt. Von Anfängen wie beim Campo Centenair his zu der starken Verkarstung im Gebiet nördlich und östlich davon, gibt es alle Übergänge. Tiefe Spalten, große Dolinen bis 10 m Durchmesser und 5 m Tiefe, gibt es in großer Verbreitung. Weitere große Karrenflächen sind noch der Passo di Pra Castron am Sasso Rosso, das Hauptdolomitplateau südlich von Monte Turrion alto, große Teile in der Val di Ceda und im Talschluß der Val d'Ambiez. Kleinere Karrenfelder gibt es sehr viele. Der Grad der Verkarstung ist im allgemeinen nicht stark.

Die hellen, tonarmen bis tonfreien Kalke des oberen Rät und des hornsteinfreien Lias bilden sterile Böden mit spärlicher Bewachung. Die dunklen, tonreichen Schichten des Hornsteinlias sind his in große Höhe mit einer dicken Grasdecke bewachsen. Sehr schön ist dies zu sehen am Marugini, wo Almböden bis über 2300 m vorkommen. Die mergeligen, tonigen Gesteine der Kreide und des Tertiärs bilden sehr gute Kulturböden. Bis in große Höhe tragen sie sehr gute Wiesen; südlich von Castello dei Camosci in Le Pozze, wo Biancone ansteht, bis zum höchsten Punkt, 2295 m.

Die ausgedehnten Grundmoränen in der Umgebung des Sarca- und Meledriotales geben ebenfalls sehr fruchtbare Böden ab.

Schwinner (1912, S. 135) deutet die Terrassen am W-Hang des Sarca- und Meledriotales, welche im Kartenbild deutlich zum Ausdruck kommen, als Moränenterrassen, hauptsächlich von Grundmoränenmaterial. Die Verflachungen sind alle mehr oder weniger versumpft. Es ist wohl sicher, daß Grundmoräne hier eine Rolle spielt, aber auffallend ist doch, daß diese Sümpfe nur dort auftreten, wo der Untergrund aus Rendenaschiefer oder Sabbione-Diorit besteht, wo Tonalit ansteht, sind nirgends Sümpfe. Die Grenze des Vorkommens dieser Sümpfe fällt sogar genau zusammen mit der Störungslinie, welche einerseits Tonalit, anderseits Rendena-Kristallin und Sabbione-Diorit trennt. Wahrscheinlich spielt hier auch die Wasserundurchlässigkeit des Untergrundes eine Rolle, besonders die des tonreichen Rendena-Kristallins. Das Gebiet ist dicht mit Almen besetzt.

Über die Pozze wurde schon im tektonischen Teil gesprochen. Es sind große, durch Wassererosion vorbereitete und von Gletschern umgeformte und vertiefte Wannen, die an Störungslinien liegen und durch einen Riegel aus anstehendem Gestein talabwärts abgeschlossen werden. Die Entwässerung erfolgt unterirdisch, deshalb entstehen keine Seen. Diese Pozze sind mehr oder weniger von alluvialem Schutt erfüllt, die Pozza Tramontana noch sehr wenig, die Val Nardis und die Pozza, in der die Malga Spora liegt, schon ganz.

#### Störungslinien und Oberflächenformen.

Tektonisch wichtige Störungslinien machen sich in verschiedener Weise in der Landschaft bemerkbar. Manchmal sind durch die Schollenbewegung ganz verschieden alte Formationen nebeneinander zu liegen gekommen. Die Erosion hat dann Geländeformen entstehen lassen, die schon aus großer Entfernung auffallen. Sehr schöne Beispiele dafür findet man an der Rossati-Clamer-Überschiebung. Von verschiedenen Seiten sieht man schon von weitem (aus der Val Ceda, vom Quadre oberhalb San Lorenzo) den auffallend roten Gipfelaufbau der Rossati in einer Umgebung aus hellem Kalk. Weiter nach S, direkt oberhalb San Lorenzo, trennt die Überschiebungsfläche hellen Oberrätkalk von Scaglia und Tertiär. Der starke Kontrast zwischen den hellen, steilen, vegetationsarmen Kalkwänden und dem ganz mit Wald und Wiesen bedeckten sanft geformten Gelände der Selvata Grande, fällt sofort auf, wenn man von S kommt (Abb. 2, Taf. XIX). Ein ähnlicher Gegensatz bildet das Gelände um Molveno. Oberhalb des Dorfes erhebt sich die hohe Schutthalde der Grassi delle Golate und die stark brüchigen Felsen der S-Wand des Pradel. Das Dorf selbst liegt teilweise auf dem guten Kulturboden der Tertiär- und Scagliaschichten, welche von den Einwohnern ganz ausgenutzt werden. Man kann schon an der Ausdehnung des am S-Hang liegenden bebauten Geländes feststellen, wie weit diese Schichten reichen. Der aus gleichen Schichten gebildete Boden am W-Hang oberhalb Hotel Molveno wird nur zu Weidezwecken benutzt.

Der Talschluß der Vall'Agola wird bei Palla durch eine Störungslinie in zwei aus ganz verschiedenen Gesteinsarten bestehende Teile geteilt. Auch hier sieht man deutlich den Unterschied zwischen dem felsigen Aufbau des Lias des Palon dei Mughi und den weichen Formen der Scaglia des Sattels.

Bemerkenswert ist aber, daß hier nicht, wie es sonst meistens der Fall ist, der Verlauf der Störungslinie durch eine Rinne gekennzeichnet ist. Weder am Paß, noch beim Hinunterziehen ins Tal nach N, ist sie morphologisch ausgeprägt. Dies ist um so auffälliger, als die Scaglia oben am Sattel an Lias grenzt und weiter nördlich an Hauptdolomit. Man kann dieses Fehlen einer Rinne auf Gletscherschliff zurückführen. Die Großvereisungen haben hier so stark erodierend gewirkt, daß die voreiszeitliche Rinne ganz verschwunden ist. Wasser gibt es dort nicht, so daß Wassererosion die Störungslinie nicht wieder bloßgelegt hat. Nicht erklärt bleibt aber, wenn man Gletscherschliff annimmt, weshalb die selektive Erosion sich hier nicht deutlicher bemerkbar gemacht hat und die weichen Scagliamergel nicht mehr erodiert hat als das widerstandsfähigere Liasgestein. Das Wasser aus der Quelle am Sattel fließt nach S ab. Hier hat das Wasser an der Störungslinie schon wieder eine deutliche Rinne erodiert.

Auch in anderer Weise haben sich Störungslinien im Gelände morphologisch bemerkbar gemacht.

Daß die Judikarienlinie an einigen Stellen durch Dolinenbildung gekennzeichnet wird, wurde schon im tektonischen Teil besprochen (siehe S. 296). Am Spinaleplateau tritt vielfach ähnliche Dolinenbildung auf. Man sieht an manchen Stellen bis zu Hunderte von Metern lange Reihen von Dolinen durchziehen, meistens in Mulden gelegen. Diese deuten wahrscheinlich auch auf Störungslinien, welche tektonisch jedoch meistens unwichtig sein dürften. Das Spinaleplateau wird von einer großen Zahl Störungslinien durchzogen, wovon nur die wichtigsten in die Karte eingetragen wurden. Aber auch tektonisch unwichtige Schollenbewegungen können das Gestein stark zertrümmert haben und nur der zerrüttete Zustand des Gesteins ist maßgebend für Dolinenbildung.

Aus diesen in kleinerem Bereich gemachten Beobachtungen kann man schließen, daß auch im großen ein genetischer Zusammenhang bestehen wird zwischen tektonischen Linien und Talbildung. Im tektonischen Teil wurde schon hingewiesen auf die Übereinstimmung in der Richtung der Klüfte und der Karren und Rinnen am Groste (siehe S. 304). Auch wurde die Entstehung der in der zentralen Brentakette liegenden großen Täler damit in Verbindung gebracht.

Ein genetischer Zusammenhang zwischen Störungslinien und Talbildung besteht aber nur dann, wenn die Störung in der Abflußrichtung des Wassers verläuft. In der Brenta verlaufen die Störungslinien meistens parallel zum zentralen Gebirgsstock und deshalb steht natürlich die Abflußrichtung des Wassers oft mehr oder weniger senkrecht zu den Störungslinien und damit auch zur Richtung der Täler.

Die Täler, in denen eine Störungslinie verläuft, sind: Val di S. Maria di Flavona (als Teil des Hochtales Campo di Flavona), Vallone di Centonia, Val di Cavai—Val Cadina, das Tal der Vedretta dei Camosci, das Tal südlich von Molveno, und das Sarcatal von Madonna di Campiglio bis Fogaiard. In all diesen Fällen verläuft die Störungslinie an der W-Seite des Talbodens. In der Val Meledrio und in der Val d'Algone verlaufen die Störungslinien hoch oberhalb des Talbodens am W-Hang. Daß die Störungslinien immer an der W-Seite des Talbodens oder am W-Hang verlaufen, ist bedingt durch das W-Fallen der Störungsflächeu. Die Talbildung hat angefangen am Aus-

tritt der Störungslinie. Bei Vertiefung des Tales kommt sie bei W-Fällen der Störungsfläche auf die W-Seite des Tales zu liegen. Es spielen hier natürlich noch mehrere Faktoren eine Rolle, wie die Neigung der Störungsfläche, die Widerstandsfähigkeit des Gesteins, die Tiefe des Tales und die Form des Tales. Eine flach geneigte Störungsfläche wird natürlich bald am W-Hang austreten. Wo zwei ganz verschieden widerstandsfähige Gesteine die Störungslinie begrenzen, wird die Talbildung sich immer zur Hauptsache in dem weicheren Gestein abspielen. Dies dürfte der Fall sein im Tal zwischen Madonna di Campiglio und Fogaiard. Das Rendenakristallin ist ein sehr weiches, überdies dort stark zertrümmertes Gestein, die E-Wand des Spinalplateaus hingegen, obwohl tektonisch auch stark beansprucht, doch viel fester. Das weiche Rendenakristallin war auch wohl Ursache, daß bei Fogaiard das Sarcatal die Judikarienlinie verläßt. Der Hauptdolomit und der Sabbione-Diorit in der Val d'Algone waren viel widerstandsfähiger.

### Nutzbare Mineralien.

Diese fehlen in der Brenta vollständig. In früheren Jahren bestand eine gut gehende Glasfabrik in der oberen Val d'Algone, die ihre Grundstoffe (Quarzporphyr) aus der Val Rendena bezog, aber sie ist schon vor langer Zeit verlassen worden. Oberhalb Sau Lorenzo ist ein verlassener Steinbruch im Ammonitico rosso (Trientiner Marmor).

### Zusammenfassung.

Die wichtigsten Feststellungen sind:

**Tektonisch.**

1. Die Brentagruppe zerfällt in eine Zahl N—S bis NNE—SSW verlaufende Streifen, die getrennt werden durch W fallende Überschiebungsflächen. Das allgemeine Streichen der Streifen und der Bewegungsflächen verläuft parallel der Judikarienlinie. Die Hauptrichtung der Bewegung war WNW—ESE gerichtet.
2. Neben der W—E gerichteten Bewegung haben manche Streifen noch eine N—S gerichtete durchgemacht. Sie sind mit ihrem S-Ende auf jüngere Schichten aufgeschoben unter deutlichen Stauchungserscheinungen.
3. Die Schollen zeigen in sich wenig tektonische Beanspruchung, obwohl sie im Verhältnis zu ihrer Länge sehr schmal sind. Querverschiebungen treten nicht auf, nur Klüftung wurde festgestellt.
4. Der Kontakt zwischen dem Tonalit und dem Sabbione-Diorit—Rendena-schiefer-Komplex ist im Kartenbereich tektonisch.

**Stratigraphisch.**

1. Ein Lager dunkler, fossilreicher Kalke und Mergel teilt an vielen Stellen der Brenta die hellen Kalke, die zwischen den Rätmergeln und dem Liasoolith liegen, in zwei etwa gleich mächtige Pakete. Diese dunklen Kalke und Mergel sind stratigraphisch den Schichten mit der Fauna von Noriglio und der Flora von Rotzo gleichzustellen und bilden somit das Grenzpaket von Lias gegen Rät.
2. Die Brenta stellt lithologisch ein Übergangsgebiet dar zwischen der lombardischen und der venezianischen Fazies der oberen Trias und des Lias.

Die Profile der beiden Fazies sind:

<p>Lombardische Fazies:</p> <p>Hornsteinlias, Oolith, Liaskalk, dunkle, fossilführende Kalko und Mergel, obere Rätkalke, mittlere Rätkalke und Mergel, untere Rätkalke und Mergel, Hauptdolomit,</p>	<p>Venezianische Fazies:</p> <p>— Oolith, graue Kalke, Schichten von Rotzo,  obere Rätkalke, — — Hauptdolomit.</p>
--	--

Sowohl das Verschwinden, bzw. Dolomitisieren der unteren und mittleren Rätschichten (in der Umgebung des Molvenosees) wie das Neuauftreten von Hornsteinlias (am Passo di Pra Castron), kommt in der Brenta vor.

3. Die Grenze Hauptdolomit—Untere Rätschichten wird an vielen Stellen von einer Breccie gebildet.

4. Die mittleren Rätschichten enthalten ein charakteristisches Paket Kalke und Dolomite, erfüllt von großen Megalodonten.

5. Zwischen Liaskalk und Hornsteinlias tritt vielfach eine starke Diskordanz auf.

6. Die am Castel dei Camosci und oberhalb San Lorenzo gefundene hornsteinführende rote Breccie dürfte der Ballinobreccie von Trener (1909) entsprechen.

7. Hoch gelegene Funde von Kristallin- und Kalkerratika deuten darauf hin, daß große Teile der Brentagruppe von einem (tertiären?) kristallin- und kalkführenden Konglomerat bedeckt waren.

#### Glazialgeologisch.

1. Zwischen Würmeiszeit und Stadialvergletscherung war eine lange zeitliche Trennung. Der tiefstreichende Vorstoß nach dieser Zeit hat einer Schneegrenze von etwa 900 m unter der heutigen entsprochen.

#### Morphologisch.

1. Der von Schwinner (1912) festgestellte Bergsturz am Spinaleplateau existiert nicht. Das Spinaleplateau besteht aus anstehendem Gestein.

2. Die großen Blockfelder von Nembia, Sassere usw. sind keine Bergstürze im engeren Sinne, sondern nach dem Zurückziehen der Gletscher zusammengestürzte, isolierte Aufragungen, die von Gletschern unterschliffen waren.

3. Wo die Abflußrichtung Störungslinien folgt, haben sich an diesen Täler gebildet. Selektive Erosion tritt auffallend zurück und spielt nur dort eine Rolle, wo geeignete Gesteinsstreifen in der Abflußrichtung verlaufen.

4. Wo in der Brenta Tal- und Störungslinie zusammenfallen, verläuft die Störungslinie immer an der W-Seite des Tales. Dies ist bedingt durch das W-Fallen der Störungsflächen.

5. Die jetzigen Oberflächenformen der Brentagruppe, gelegen im Bereich der großen Eisströme, sind in der Hauptsache durch Eisschliff entstanden, in der Weise, daß er auf die durch Wassererosion entstandenen Formen nivellierend und vertiefend gewirkt hat.

6. In der Brentagruppe bestehen außerhalb des Bereichs der großen Eisströme im allgemeinen deutlich Reste von drei alten Erosionsbasen. Im Bereich der Eisströme sind sie nicht so gut erhalten geblieben.

7. Die Bildung der Pozze ist bedingt durch die Lage an tektonischen Linien.

8. Der Molvenosee liegt in einer tektonisch angelegten und durch selektive Gletschererosion vertieften Felswanne.

9. Abgesehen von Bergstürzen haben die Oberflächenformen in der Brenta sich seit der letzten Eiszeit wenig geändert.

#### Schriftenverzeichnis.

- 1853: Trinker J., Erläuterungen zur Geologischen Karte Tirols. Innsbruck.  
 1860—65: Stoppani A., Geologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Pal. lomb. S. 3 u. 1, Milano.  
 1862: Gümbel C. W., Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre Verwandten. Sitzungsber. Ak. Wiss., W. 45.  
 1863: Oppel A., Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyen Gesteinen in den Alpen. Z. D. Geol. Ges., Berlin.  
 1864: Benecke E. W., Über den Jura in Südtirol. N. Jb. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart.  
 1864: Rath G. v., Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Z. D. Geol. Ges., Berlin.  
 1866: Benecke E. W., Über Trias und Jura in den Südalpen. Geogn. Pal. Beitr., München.  
 1878: Lepsins R., Das westliche Südtirol. Berlin.  
 1880: Stache G., Aus den Randgebieten des Adamellogebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1881: Bittner A., Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien. Jb. k. k. G. R. A. Wien.  
 1881: Neumayr M., Über den Lias in SE-Tirol und in Venetien. N. Jb. f. Min., Stuttgart, 1. Bd.  
 1882: Boehm G., Die Fanna des Kellheimer Diceraskalkes. Dunker u. Zittel, Paläontographica, 28, Kassel.  
 1885: Richter E., Der Bergsturz an der Bocca di Brenta. Mitt. D. u. Ö. A. V., Salzburg.  
 1885: Süß E., Das Antlitz der Erde. I., Leipzig.  
 1886: Vacek M., Über die Fauna der Oolithe von Cap San Vigilio. Abh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1887: Tansch L. v., Einiges über die Fauna der „Grauen Kalke“ der Südalpen. Verh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1888: Richter E., Die Gletscher der Ostalpen. Handb. z. d. Lds. u. Volkskde. 3., Stuttgart.  
 1889: Teller F., Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jb. k. k. G. R. A. Wien, S. 718.  
 1889: Finkelstein H., Über ein Vorkommen der *Opalinus*- (und *Murchisonae*?) Zone im westlichen Südtirol. Z. D. Geol. Ges. Berlin.  
 1889: Neumayr M., Über Bergstürze. Z. D. n. Ö. A. V. Wien.  
 1890: Damian J., Der Molvenosee in Tirol. Petermanns Mitt., 1890, S. 262—270.  
 1890: Tansch L. v., Zur Kenntnis der Fauna der „Granen Kalke“ d. Südalpen. Abh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1892: Damian J., Seenstudien in Seen aus der Umgebung von Trient, W der Etsch. Mitt. Geogr. Ges. Wien.  
 1894: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1896: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Verh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1898: Vacek M., Über die geologischen Verhältnisse des S-Teiles der Brentagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.  
 1901: Salomon W., Über neue geologische Aufnahmen in der E-Hälfte der Adamellogruppe I. Sitzungsber. kön. preuß. Ak. d. Wiss. Berlin.  
 1902: Blaas J., Geol. Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck.  
 1903: Reis O. M., Über Lithiotiden. Abh. k. k. G. R. A. Wien.

- 1903: Waehner F., Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Leipzig und Wien.
- 1905: Trener G. B., Über die geologischen Verhältnisse des N-Abhanges der Presanellagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1906: Trener G. B., Geologische Aufnahmen im N-Abhang der Presanellagruppe. Jb. k. k. G. R. A. Wien.
- 1908: Aegerter L., Begleitworte zur Karte der Brentagruppe. Z. D. u. Ö. A. V. München.
- 1908: Arthaber G. v., Gliederung der alpinen Trias. *Lethaea geognostica*, II. Teil, 1. Bd., Stuttgart.
- 1908: Salomon W., Die Adamellogruppe. Abh. k. k. G. R. A. Wien. 1. Teil 1908, 2. Teil 1910.
- 1908: Trener G. B., Erläuterungen zu Blatt Bormio-Passo del Tonale. Teil II, Wien.
- 1909: Penck A. u. Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1. Leipzig.
- 1909: Trener G. B., Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1910: Kronecker W., Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. *Zentralbl. f. Min.*, Stuttgart.
- 1911: Bonfioli B., Le misurazioni d. ghiacciai Trentini. *Boll. S. A. T.* 1911.
- 1911: Marinelli O., Prime ricerche sui ghiacciai del Gruppo di Brenta. *Riv. d. Stud. sc. Trento*.
- 1911/I: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Cles. Wien.
- 1911/II: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Trient. Wien.
- 1911/III: Vacek M., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Rovereto-Riva. Wien.
- 1912: Schwinner R., Kristallines Exratikum in 2650<sup>m</sup> Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1912: Schwinner R., Der Monte Spinale. *Mitt. Geol. Ges. Wien*.
- 1913: Schwinner R., Der Südostrand der Brentagruppe. *Mitt. Geol. Ges. Wien*.
- 1910—13: Trener G. B., Aufnahmsberichte Adamello-Tione-Storo. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1914: Folgner R., Zur Tektonik des N-Etschbuchtgebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1915: Schwinner R., Zur Tektonik des N-Etschbuchtgebirges. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1915: Vacek M., Einige Bemerkungen zu Folgners Paganellalinie. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1917: Schwinner R., Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1918: Nowack E., Über den Charakter der Judikarielinie im Gebiet der Talwasserscheide zwischen Sarca und Chiese. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1918: Schwinner R., Das Gebirge westlich von Ballino. Verh. k. k. G. R. A. Wien.
- 1923: Marinelli O., Sui ghiacciai del Gruppo di Brenta. *Atti S. Congr. geogr. ital. Firenze 1921 (1923)*.
- 1927: Monterin, Le variazioni periodiche dei Ghiacciai Italiani 1925, 1926, Gruppo di Brenta. *Boll. Com. Glac. It.* 7. 1927.
- 1928: Fabiani R., Rilevamenti geologici nei fogli Trento e Bolzano. *Boll. Ass. Min. Sicil., Palermo*.
- 1929: Teichmüller R., Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen. *Z. D. Geol. Ges. Berlin*.
- 1930: Merciai G., I Ghiacciai della Presanella. *Boll. d. Com. Glac. It.*
- 1930: Patrizio V. u. Teichmüller R., Die kretazischen Ölschiefer und Globigerinenkalke des Nonsberges und der nördlichen Brentagruppe. *Z. D. Geol. Ges. Berlin*.
- 1935: Dal Piaz G. B., Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino Occidentale. *Boll. Com. Glac. It.*
- 1935: Klebelsberg R. v., *Geologie von Tirol*. Berlin.
- 1935: Trevisan L., Risultati preliminari di un nuovo rilevamento geologico nella zona di Cima Tosa e nei dintorni di Stenico. *Inst. d. Geol. d. R. Università, Palermo*.
- 1931—36: Ricci L., Relazione delle Campagne glaziologiche 1930—1935. Gruppo di Brenta. *Boll. Com. Glac. It.*
- 1936/I: Trevisan L., Nota preventiva sui risultati di un nuovo studio geologico del Gruppo di Brenta. *Inst. d. Geol. d. R. Università, Palermo*.
- 1936/II: Trevisan L., Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta. *Boll. d. Com. Glac. Ital.*
- 1937: Trevisan L., La conca di Stenico. *Stud. Trentini d. Scienze Nat. Trento*.

# GEOLOGISCHE KARTE DER BRENTAGRUPPE

Von J. Wiebols u. L. van Houten

11. Auflage



## Farbenerklärung

- Tonalit
- Sabbione-Diorit
- Aplitischer Sabbione-Diorit
- Rendena-Schiefer
- Eozän
- Eozän-Basalkonglomerat
- Scaglia
- Biancone
- Majolica
- Ammonitico rosso
- Oolithischer Liaskalk
- Liaskalk
- Hornsteinreicher Liaskalk
- Oberer Rätalk
- Mittlerer Rätalk und -dolomit
- Unterer Rätalk, -mergel und -dolomit
- Hauptdolomit
- Raibler Schichten
- Diabasporphygang
- Verrucano und leicht verschieferter Grödnert Sandstein
- Unverschieferter Grödnert Sandstein, fossilführend
- Gehängeschutt (Nach der jeweiligen Gesteinszusammensetzung)
- Bergsturz
- Verstärkter Korrosionsrest
- Alluvionen, Sümpfe
- Torf
- Moränenwälle
- Kalk-Blockmoräne
- Riesen-Kalkerratika bei Fogajard
- Erratische Rätacholle bei Fogajard
- Kalkgrundmoräne
- Kristallin-Blockmoräne
- Kristallin-Grundmoräne
- Oberflächen- und Gehängebreccie
- Bergsturmoräne
- Interglaziale Bändertone und Schotter
- Eiszeitliche Kristallinerratika
- Hochgelegene Kristallin-Geschiebe am Passo di Val Galina, am Passo di Cressio und am Monte Fibbon
- Austritt einer N-fallenden Störungsfläche (nachgewiesen und vermutet)
- Fallzeichen mit Grad-Angabe
- Saigere und söhliche Lagerungen
- Klüftmessung

Arbeitsteilung  
J. Wiebols  
L. v. Houten  
J. Wiebols

Geologische Zeichnung: J. Wiebols  
Geologische Aufnahme: J. Wiebols (1935—1936—1937)  
unter Benützung der Manuskriptkarte von L. van Houten 1930 für den Teil Süd der Cima Tosa  
und der älteren geologischen Aufnahmen von Vacek, Salomon, Stache, Hammer, Lepsius.

Gedruckt mit Unterstützung durch die Nederlandsche Alpen-Vereeniging  
Herausgegeben vom Deutschen Alpenverein 1939

Topographische Karte aufgenommen und gezeichnet 1908 im  
Auftrage des D. u. O. Alpenvereins von Aegerter, Nachträge bis 1938.

Druck der Kartogr. Anstalt Freytag & Berndt, Wien.

Maßstab - 1 : 25.000

Arquidistanz 20 Meter  
Seitenlinien nach A. v. Danzian 1938

# Geologische Beschreibung des Bisamberges.

Von Fr. I. Langer, Strebersdorf.

Mit 1 farbigen Karte (1 : 25.000), 4 Tafeln und 3 Textabbildungen.

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<b>Vorwort</b> .....	351
<b>I. Die Ablagerungen des Torton</b> .....	352
1. Das Jungenberg-Torton .....	352
2. Die marinen Tegel, Badeuer Tegel .....	355
3. Das Wolfsberg-Torton .....	357
4. Das Helvet oder Torton des Nordwesthanges .....	358
<b>II. Die Ablagerungen des Pannons</b> .....	359
1. Das Pannon von Stammersdorf .....	359
2. Das Pannon von Hagenbruun .....	366
3. Die Süßwasserkalke .....	367
<b>III. Durchforschung und Gliederung der Schotterbedeckung</b> .....	367
1. Die Miozänschotter .....	368
a) Die Klausgrabenschotter .....	369
b) Die älteren Gipfelschotter .....	371
2. Die Pliozänschotter .....	372
a) Die jüngeren Gipfelschotter .....	372
b) Die jüngeren Wolfsbergeschotter .....	373
c) Die Herrenholzschotter usw. ....	373
3. Die historische Stellung der Schotter und Terrassen .....	374
a) Die Seeterrassen .....	375
b) Die Stromterrassen .....	376
4. Die diluvialen Ablagerungen .....	377
a) Die eiszeitlichen Ablagerungen .....	378
b) Der Umschwemmungsschutt .....	378
c) Die Lößablagerungen .....	380
<b>IV. Morphologische und tektonische Beobachtungen</b> .....	384
<b>V. Die stratigraphische Stellung des Flysches an Hand seiner Lebensspuren</b> ....	387
Neue Fossilfunde .....	388
<b>VI. Kurze Zusammenfassung</b> .....	391
<b>VII. Literatur</b> .....	391

## Vorwort.

Die Mächtigkeit der Schotterbedeckung des Bisamberges und die Mannigfaltigkeit seiner Komponenten wie auch die fossilen Fundobjekte erregten schon des öfteren die Aufmerksamkeit der Forscher, ohne daß es bis jetzt gelungen wäre, sich zu einer einheitlichen Auffassung des geologisch-strati-

graphischen Geschehens durchzuringen. Während z. B. eine Fehldeutung des Jungenberg-Tortons erst in jüngster Zeit seine Berichtigung fand, gelangten die limnischen Sedimente überhaupt nicht zur Besprechung; ähnlich verhielt es sich mit den alten Schottern.

Bei Gelegenheit der Neuaufstellung und z. T. auch Erweiterung der heimatkundlichen Sammlung ergab sich die Notwendigkeit, auch das Bisamberggebiet in den Bereich der Beachtung zu ziehen. Es zeigte sich bald, daß er weit reicher an fossilen und vorgeschichtlichen Objekten ist, als bisher angenommen wurde. So reifte der Plan, ihn nach und nach systematisch zu durchforschen und die Ergebnisse schriftlich niederzulegen.

Der Verfasser benützt diese Gelegenheit, um allen Herren des Naturhistorischen Museums für die gütige Förderung bestens zu danken.

Er dankt Herrn Hofrat Prof. Dr. Franz Xaver Schaffer für das rege Interesse und die edle Art seiner wohlwollenden Beratungen; er dankt ferner Herrn Direktor Prof. Dr. Fr. Trauth für das jahrelange freundliche Entgegenkommen, sei es bei Bestimmungen, sei es bei Zustellung einschlägiger Literatur.

Herr Dr. Friedrich Kümel wird dem Verfasser seiner Vornehmheit und Hilfsbereitschaft wegen stets in dankbarer Erinnerung bleiben.

Aus der Geologischen Bundesanstalt sei Herrn Bergrat Dr. Hermann Vettors für alle Freundlichkeit und Güte wärmstens gedankt.

Inniger Dank sei auch Herrn Bergrat Direktor Dr. H. Beck und Herrn Schriftleiter Dr. P. Cornelius für verständnisvolle Förderung in der Frage der Drucklegung.

Nicht minder verbunden fühle ich mich Herrn Dr. Adolf Zilch aus Frankfurt-Senckenbergiana, der mir in liebenswürdigster Weise einige Fossilien des marinen Tegels bestimmte, und Herrn Chefgeologen Prof. Dr. Sümeghy Jozsef aus Budapest für die gläiche Gefälligkeit betreffs des Pannons.

Herrn Vorstand der bodenkundlichen chemischen Versuchsanstalt, Ing. Dr. Robert Dietz, schulde ich jedoch einen ganz besonderen Dank für die mit größter Mühe und Sorgfalt durchgeführten Lösanalysen.

## I. Die Ablagerungen des Tortons.

Die marinen Ablagerungen des Ost-Bisamberges, u. zw. die der Jungenberge nördlich von Strebersdorf und der Wolfsberge bei Hagenbrunn, wurden schon einmal von H. Küpper (1924) und ein zweites Mal von H. Küpper und C. A. Bobies (1927) diskutiert und deren tortonisches Alter an Hand einiger Fossilien festgelegt.

Durch aufmerksame Beobachtung des Geländes während der letzten Jahre konnte nicht nur neues fossiles Material in reicher Fülle geborgen werden, sondern es glückte auch, weitestgehenden Einblick in die morphologischen und stratigraphischen Verhältnisse des ganzen Gebietes zu gewinnen.

### 1. Das Jungenberg-Torton.

Steigen wir vom Klausgraben kommend (Richtung Magdalenenhof), über die neue Serpentine unterhalb der Wasserstube, rechts, zur sogenannten Nase hinauf (südlicher Teil des Plateaus, auf dem die Senderanlage errichtet

ist), so stoßen wir auf einen zirka 6—8 m tiefen Steilabfall, in südwest-nord-östlicher Richtung verlaufend. Dieser Steilabfall scheint eine maskierte tektonische Linie zu sein, die auch schon von obigen Autoren als solche erkannt wurde.

Während westlich von ihr die mächtigen Schotteranhäufungen des Tertiärs zutage treten (Klausgrabenschotter), finden wir unterhalb (in den Jungenbergen) eine Menge fossiler Muscheln und Muschelfragmente, die dem Torton anzugehören scheinen. Die Grenze zwischen Marin und Schotter ist eine äußerst scharfe.

Daß wir es hier tatsächlich mit den Ablagerungen des Torton zu tun haben, beweist ein Gang durch die dem Klausgraben benachbarte Jungenberggasse. Da, wo sie in die marinen Sande tief eingeschnitten ist, begegnen wir an der östlichen Wegböschung zirka 40 cm hohen, wohl ehemals gehaknten, jetzt durch den Frost zerrissenen Lagen eines sandigen, zähen Lithothamnienkalkes mit Steinkernen und Abdrücken.

Einen weit besseren Einblick in die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes gewährte jedoch eine Brunnengrabung, die in einer Höhe von 227 m bei Herrn Kröner auf Nr. 467 durchgeführt wurde. Der Brunnen läßt bei einer Tiefe von 27 m folgendes Profil erkennen:

- 10 m tegeliger Sand mit kalkigen Ausblühungen, mit Muscheln und Muschelfragmenten.
- 6 m desselben Schichtgliedes mit *Turritellen*, *Arcen*, *Cardien* usw., *Pectunculus*- und *Venuskernen*; die Steinkerne stark deformiert.
- 0-4 m Kalksandsteinschichten, 15° nach O fallend, mit Fossilien.
- 1 m tegeliger Sand.
- 0-6 m Kalksandsteinschichten, 15° nach O fallend, mit Fossilien.
- 9 m tegeliger Sand mit einigen durchwegs sehr mürben Pinnen und großen, konglomeratartigen, fossilführenden Kalkrollstücken (50—60 cm Durchmesser).
- Schotter, vergesellschaftet mit konkretionären, fossilreichen Kalken von unbekannter Mächtigkeit; die Schotterstücke vielfach angebohrt; manche der Rollstücke mit *Ostreen* und *Bryozoen* besetzt.

Es sei hingewiesen auf Hassinger (1905, S. 85), der ähnliche Verhältnisse jenseits der Donau fand, und H. Küpper und C. A. Bobies (1927, S. 214).

Die Kalksandsteinschichten enthalten fast durchwegs nur Steinkerne von Fossilien, da ihre aus Aragonit bestehenden Schalen durch kohlenensäurehaltiges Wasser aufgelöst wurden und zur Verfestigung der Sedimente dienten, während die Schalen von Austern und Pecten, die aus Kalk aufgebaut sind, der Auflösung nicht verfielen. In unverfestigten Sedimenten sind jedoch alle Schalen erhalten.

Den Bau des Geländes versinnlicht Profil *a* (Abb. 1, S. 360).

Im Torton der Jungenherge konnten folgende Fossilien gefunden werden:

Wiener Miozän am Fuße des Bisamberges—Jungenberggasse	Stufen	
	Helvet	Torton
I. Echinidae: <i>Brissopsis</i> sp.		
II. Serpulidae: <i>Serpula</i> sp.		

Wiener Miozän am Fuße des Bisamberges—Jungenberggasse	Stufen	
	Helvet	Torton
III. Cirripediae:		
<i>Balanus</i> sp.		
<i>Creusia</i> sp.		
IV. Crustaceae:		
Scherenfragmente usw.		
V. Bryozoa:		
Bryozoen sp.		
VI. Lamellibranchia:		
<i>Venus (Ventricola) multilamella</i> Lamk.		+
<i>Pitaria (Cordiopsis) gigas</i> var. Lamk.		+
<i>Pitaria (Macrocallista) (Paradione) italica (Ag)</i> Defr.		+
<i>Pectunculus (Axinea) pilosus</i> Lin.		+
<i>Lucina haidingeri</i> Hörn.		+
<i>Lucina multilamellata</i> Desh.	+	+
<i>Arca (Anadara) turonensis</i> Duj.		+
<i>Cardium</i> cf. <i>turonense</i> May	+	+
<i>Cardium (Ringicardium) danubianum</i> May	+	+
<i>Paropaea menardi</i> Desh.		+
<i>Paphia (Callistotapes) waldmanni</i> nov. sp. Kautsky		+
<i>Tellina (Peronaea) planata</i> Lamk.		+
<i>Pinna tetragona</i> Brocc.	+	+
<i>Mytilus haidingeri</i> Hörn.	+	+
<i>Ostrea digitalina</i> Dub.		+
<i>Ostrea boblayei</i> Desh.		+
<i>Dosinia (Orbiculus) lupinus</i> var. <i>austriaca</i>		+
<i>Anomia ephippium</i> var. <i>costata</i> Brocc.		+
VII. Gastropoda:		
<i>Buccinum (Hima) styriacum</i> Auing.		
<i>Buccinum (Phos) polygonum</i> Brocc.	+	+
<i>Buccinum (Nassa) mutabile</i> Lin.	+	+
<i>Cerithium (Pithocerithium) doliolum</i> Brocc.	+	+
<i>Trochus (Oxystella) patulus</i> Brocc.		+
<i>Turritella</i> cf. <i>gradata</i> Menk.	+	
<i>Turritella (Archimediella) cochlias</i> Bayan.		+
<i>Turritella (Haustator) turris</i> Bast.	+	+
<i>Natica helicina</i> Brocc.	+	+
<i>Natica (Polliniceps) redemta</i> Mich.		+
<i>Comus dujardini</i> Desh.	+	+
<i>Cassis</i> sp.		+
<i>Mitra (Uromitra) ebenus</i> Bell.		+
<i>Pleurotoma (Clavatulula) asperulata</i> Bell.		+
VIII. Fischreste:		
Haifischzähne		
Gaumenzähne		

## 2. Ein neues Miozänvorkommen im alten Durchbruchstale.

Ganz eigenartige überraschende Resultate zeitigten zwei weitere, im Gelände des alten Durchbruchtales zwischen Leopoldsberg und Bisamberg durchgeführte Grabungen. In einer Höhenlage, die dem heutigen Donau-niveau (163 m) gleichkommt, stieß man nach einer verhältnismäßig dünnen Decke alluvialer und diluvialer Schotter und Sande auf einen blauen, fetten Tegel (Badener Tegel), mit reichhaltiger fossiler Fauna. Jedenfalls der erste Nachweis solcher Art nördlich der Donau, wenn man von dem bei Neudorf a. d. March absieht, dessen stratigraphische Stellung noch strittig zu sein scheint.

Der eine Brunnen befindet sich bei Herrn Inspektor Joh. Polland auf Nr. 704 an der bergwärts gelegenen Seite der Strebersdorfer Kellergasse (jetzt „Am Bisamherge“) und zeigt bei einer Höhe von 167 m folgendes Profil:

- 1 m Ackerkrume.
- 3 m Sand.
- 6 m diluvialer Schotter.
- 7 m blauer, fetter Tegel mit Fossilien.
- 0.5 m gelber, tegeliger Sand mit dünnen Geröllagen und Fossilien; die Gerölle von Haselnußgröße.

Eine harte, widerstandsfähige Decke (wahrscheinlich Flyschuntergrund) in einem Niveau von 150 m.

Die zweite im alten alluvialen Donautale auf der andern Seite der Kellergasse bei Herrn Joh. Riedel durchgeführte Grabung ergab bei einer Höhe von 163 m:

- 1 m Ackerkrume.
- 2 m Sand.
- 3 m alluvialer Schotter (Donauschotter).
- 1 m grober Schotter mit Stücken von Kopfgröße und darüber. Unter den Schottern mehrere gut abgerollte, fossilreiche Kalkbrocken des Torton (Nulliporenkalke).
- 6 m blaue, fette Tegel mit Fossilien.
- 0.5 m gelber, tegeliger Sand mit dünnen Geröllagen und Fossilien. Die Gerölle von Haselnußgröße.

Eine harte, widerstandsfähige Decke (wahrscheinlich Flyschuntergrund), in gleichem Niveau wie oben. Das plötzlich eindringende Wasser verhinderte in beiden Fällen den Nachweis des Gliedes.

In der fossilen Fauna dieser Tegel offenbart sich ein ganz spezifischer, charakteristischer Biotop, in dem die großen, dickschaligen Molluskenarten nur äußerst selten, dagegen die kleinen, dünnwandigen um so mannigfaltiger vertreten sind.

Sie wurden nach Hörnes, Hörnes-Auinger und Sacco bestimmt, wobei die Nomenklatur nach Sacco weitestgehende Berücksichtigung fand. Nur in Fällen, wo Sacco selbst die Identität unserer Art in Zweifel zieht, ergab sich die Notwendigkeit, die alten Namen nach Hörnes zu belassen oder denen nach Sacco beizufügen.

- Neritina (Puperita) cf. picta* Fér., bei der ich der Form wegen nicht sicher war; ferner:
- Bittium striolatum* Dod.
- Sandbergeria cylindrata* Boettg.
- Columbella (Anachis) cf. guembali* Hörn., Au.
- Nassa limata* Chem. juv.

wurden in liebenswürdigster Weise von Herrn Dr. Adolf Zilch aus Frankfurt bestimmt, wofür Herrn Doktor nochmals bestens gedankt sei.

Es konnten gefunden werden:

I. Rhizopodae:

*Spiroloculina badensis*.

II. Echinidae:

Seeigelstacheln.

III. Lamellibranchiatae:

*Pectunculus (Azineae) pilosus* Lin.

*Venus (Ventricola) multilamella* Lamk.

*Venus (Clausinella) (Mioclausinella) basteroti* var. *taurinensis* Desh.

*Venus (Circumphalus) plicata* Gmel.

*Venus (Chione) (Timoclea) ornata* var. *minor* Mieb.

*Venus (Periglypta) miozaenica?*

*Pitaria (Macrocallista) (Paradione) italica* Defr.

*Cardium (Ringicardium) danubianum*

*Cardium (Papillicardium) papillosum* Poli.

*Cardium* sp.

*Cardita (Pteromeris) scalaris*

*Lucina (Divaricella) divaricata* var. *ornata* Ag.

*Lucina (Loripes) dentatus* Défr. Bast.

*Arca (Anadara) turonensis* Duj.

*Arca (Anadara) diluvii* Lamk.

*Pectinalaria pectinata* var. *breislaki*

*Corbula gibba* Olivi.

*Ervilia castanea* var. *pusilla* Phil.

IV. Gastropodae:

*Turritella (Hauslator) turris* Bast.

*Turritella (Archimediella) bicarinata* Eichw.

*Turbonilla lactea* var. *plicatula* Sacc.

*Terebrum acuminatum* Bors.

*Cerithiopsis tubercularis* var. *pygmaeae* Phil.

*Billium striolatum* Dod.

*Sandbergeria cylindrata* Boettg.

*Monodonta angulata* Eichw.

*Eulimella subumbilicata* Grat. Bast.

*Nassa limata* juv. Chem.

*Nassa karreri*

*Nassa vindobonensis* May

*Nassa (Desmoulea) rosthorni* Partsch.

*Buccinum (Phos) polygonum* Brocc.

*Drillia allionii* Bell.

*Drillia obeliscus* Desm.

*Fusus costellatus* Grat.

*Fusus schwartzi* Hörn.

*Pleurotoma (Clavatula) asperulata* Lamk.

*Rissoina pusilla* Br.

*Alvania curta* var. *rotundulina* Sacc.

(*Rissoa moulini* Hörn.)

*Acicularia (Spina) eichwaldi* Hörn.

(*Eulima eichwaldi* Hörn.)

*Murex (Occenebra) caelatus* var. *badensis*

*Columbella (Mitrella) scripta* Lin.

*Columbella (Anachis) cf. guembati* Hörn., Au.

*Nerita (Puperita) picta* Fér var. *taurinensis* Sacc.

*Neritina* cf. *picta* Fér.

*Rangicula auriculata* var. *buccinea* Br.

*Cassis saburon* Brug.

*Chenopus pes pelecani* Hörn.

*Trochus (Oxytella) patulus* Brocc.

*Comus dujardini* Desh.

*Teinostoma (Solariorbis) basiplanum* Boettg.  
*Natica helicina* Brocc.  
*Natica (Polliniceps) redemta* Mich.  
*Bulla lignaria*  
*Dentalium entalis* var. *badensis* Partsch.  
*Litorina* sp.  
*Aptychi*.

### 3. Das Tertiärvorkommen in den Wolfsbergen.

Auch an der S-Seite des vorgeschobenen, isoliert stehenden östlichen Hügels der Wolfsberge wurde in einer Höhe von 200 bis 210 m, d. h. an seinem Fuße, ein Brunnen gegraben, aber wegen Aussichtslosigkeit wieder zugeschüttet.

Er war 20 m tief und zeigte dasselbe Schichtglied wie in der Jungenberggasse, einen tegeligen Sand mit vielen Muschelfragmenten und großen kalkigen Ausblühungen.

Dieses Marin, das zu den alten Schottern und Sanden in deutlicher Diskordanz steht (durch Bohrungen ermittelt), weist in seinen tieferen Lagen konkretionäre, fossilreiche Kalke auf, die mit den Brandungserollen durch Übergänge verbunden sind (Küpper und Bobies, 1927, S. 214).

Manche der Kalkkonkretionen zeigen Lamnazähne; die meisten Kontakt-schotterstücke sind mit fossilführenden Kalkkrusten oder Bohrlöchern versehen, einige davon mit Balanen besetzt. Auf verfestigte marine Lagen ist man jedoch in diesen Teilen des Bisamberges bis jetzt nicht gestoßen. Auch in den Wolfsbergen reichen die fossilen Muscheln und Muschelfragmente bis zu einer Höhe von 240 bis 250 m.

An Fossilien und Hohldrücken von solchen konnten gefunden werden:

Wiener Miozän am Fuße der Wolfsberge, Bisamberggebiet	Stufen	
	Helvet	Torton
I. Cirripediae:		
<i>Balanus</i> sp.		
II. Lamellibranchiae:		
<i>Pecten (Flabellipecten) leythajanus</i> Partsch		+
<i>Pecten (Flabellipecten) besseri</i> Andr.		+
<i>Pecten subarcuatus</i> Tourn.		+
<i>Pecten (Oopecten) latissimus</i> var. <i>austriaca</i> nov. var. Brocc.	+	+
<i>Chlamys (Aequipecten) flava</i> Dub.		+
<i>Venericardia (Megacardita) jouanneti</i> Bast.		+
<i>Venericardia (Cardiocardita) partschii</i> Goldfu.		+
<i>Venus (Ventricola) multilamella</i> Lamk.		+
<i>Pitaria (Cardiopsis) gigas</i> var. Lamk.		+
<i>Arca (Anadara) diluvii</i> Lamk.	+	+
<i>Cardium</i> cf. <i>turonense</i> May		+
<i>Pectunculus (Azinea) pilosus</i> Lin.		+
<i>Lucina multilamellata</i> Desh.	+	+
<i>Ostrea (Crassostrea) crassissima</i> Lamk.	+	+
<i>Ostrea boblayei</i> Desh.		+
<i>Ostrea</i> sp.		
<i>Ostrea digitalina</i> Dub.		+
<i>Anomia costata</i> Brocc.		+

Wiener Miozän am Fuße der Wolfsberge, Bisamberggebiet	Stufen	
	Helvet	Torton
III. Gastropodae:		
<i>Turritella (Archimediella) bicarinata</i> Eichw.	+	+
<i>Turritella (Haustator) turris</i> Bast.	+	+
<i>Trilon (Simpulum) corrugatum</i> Brocc.		+
IV. Haifischzähne		

Durch H. Küpper (1924) sind aus dem Geologischen Institut der Universität noch folgende Arten publiziert worden:

### I. Jungenberg-Torton:

Hentige Benennung	Benennung bei Küpper
I. Lamellibranchia:	
<i>Cardium</i> sp.	
<i>Chama (Gryphoides) var. austriaca</i>	<i>Chama</i> cf. <i>austriaca</i> Hörn.
<i>Lucina</i> cf. <i>globulosa</i> Desh.	<i>Lucina</i> cf. <i>globulosa</i> Desh.
<i>Lucina haidingeri</i> Hörn.	<i>Lucina haidingeri</i> Hörn.
<i>Loripes lacteus var. dujardini</i> Desh.	<i>Lucina dujardini</i> Desh.
<i>Codakia leonina</i> Bast.	<i>Lucina leonina</i> Bast.
<i>Divaricella divaricata var. ornata</i> Ag.	<i>Lucina ornata</i> Agass.
<i>Ostrea digitalina</i> Dub.	<i>Ostrea digitalina</i> Dub.
<i>Panopaea menardi</i> Desh.	<i>Panopaea menardi</i> Desh.
<i>Pinna pectinata var. brocchii</i> D'. orb.	<i>Pinna brocchie</i> D'. orb.
<i>Lutraria (Psammophila) oblonga</i> Chem.	<i>Lutraria</i> cf. <i>oblonga</i> Chem.
<i>Tellina (Peronaea) planata</i> Lamk.	<i>Tellina planata</i> Lamk.

### II. Gastropodae:

<i>Buccinum</i> sp.	<i>Buccinum</i> sp.
<i>Conus</i> sp.	<i>Conus</i> sp.
<i>Trochus</i> sp.	<i>Trochus</i> sp.

### 2. Wolfsberg-Torton:

#### I. Lamellibranchia:

<i>Cardium</i> sp.	<i>Cardium</i> sp.
<i>Terebra</i> sp.	<i>Terebra</i> sp.
<i>Pectunculus</i> sp.	<i>Pectunculus</i> sp.
<i>Venus</i> sp.	<i>Venus</i> sp.
<i>Pecten</i> sp.	<i>Pecten</i> sp.

#### II. Gastropodae:

<i>Turritella (Haustator) turris</i> Bast.	<i>Turritella turris</i> Bast.
<i>Nassa rosthorni</i> Partsch	<i>Nassa rosthorni</i> Partsch

### 4. Das Miozänvorkommen am Nordwesthange.

Ein nicht unbedeutendes, bis jetzt kaum beachtetes Miozänvorkommen befindet sich am NW-Hange des Berges, oberhalb der Kirche von Bisamberg. Es handelt sich hier aller Wahrscheinlichkeit nach um eine randliche Fazies.

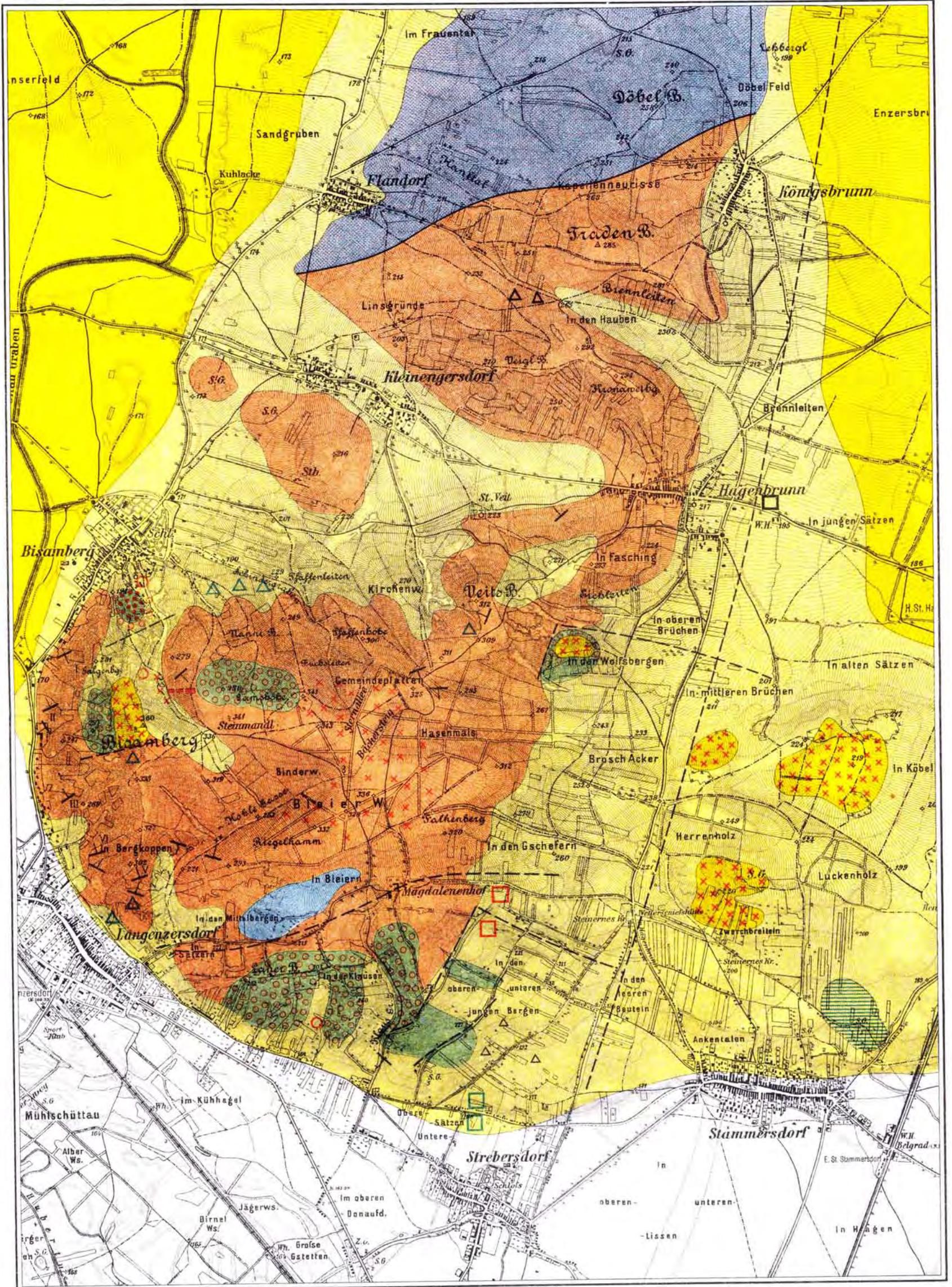
# Geologische Karte vom Bisamberg

aufgenommen von Fr. I. Langer

Maßstab 1 : 25.000

Fr. I. Langer: Geologische Beschreibung des Bisamberges

Tafel XXI



Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, 88. Band, 1938

## ZEICHENERKLÄRUNG:

Helvet	Greifenst. Sch.	Jungdiluv. Ablag.	Umschwemmungsschutt
Torton	Miozänschotter	Löß	Paläolith. Fundstellen (mesolithisch)
Pannon	Pliozänschotter	Verdecktes Torton	Neolith. Fundstellen
Ober-Kreide	Isolierte Gerölle aus Pliozänschottern	Badener Tegel	Fallzeichen
Glaukonit-Gest.	Süßwasserkalk	Verdecktes Pannon	Bruchlinien
			Vermutl. Bruchlinien

Ausführung u. Druck: Hauptvermessungsabteilung XIV in Wien - Kartographie

der Ablagerungen des Helvets — Grunderschichten —, die an dem Waldwege von der Grotte zur Elisabethhöhe spärlich erschlossen sind. Trotzdem die linksseitige Wegböschung kaum 30 cm hoch ist, konnten aus einer Länge derselben von zirka 2 m nicht weniger als 12 gut erhaltene, bandlange Schloßfragmente von *Ostrea (Crassostrea) crassissima* und ungefähr 20 kleinere Bruchstücke der gleichen Spezies geborgen werden. Wie weit sich jedoch dieses Tertiär erstreckt und welche Fossilien eventuell noch vorhanden sind, entzieht sich derzeit noch jeder Schätzung. Nur die auf der Oberfläche umherliegenden angehörten Gerölle ermöglichen die unverbindliche Angabe von zirka 1 ha.

Im Liegenden der fossilführenden Schichten treten fossilere Schotter auf, die auf Grund ihrer Überlagerung eine annähernd sichere Altersbestimmung gewährleisten. Wenn sie auch an Größe (haselnuß- bis faustgroß, nur in seltenen Fällen kopfgroß) weit hinter den übrigen Miozänschottern des Berges zurückbleiben, sind sie doch als Äquivalent derselben anzusehen, deren stratigraphische Stellung außer Zweifel steht. Auch hier weisen die mit Bohrlöchern versehenen Kontaktschotterstücke auf das sie umbrandende Miozänmeer hin.

Die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, daß auch das Hochfeld, eine deutlich abgesetzte, benachbarte Stufe, obwohl oberflächlich von Löß überlagert, in dieses Tertiär eingereiht werden muß (Höhe und tektonische S-Begrenzung gleich; ergiebige Fundstelle für jungpaläolithische und neolithische Artefakte).

## II. Die Ablagerungen des Pannons.

### 1. Das Pannon von Stammersdorf.

Zu beiden Seiten des Fahrweges, der vom östlichen Ortsende über die alte Viehtrift zur Brünner Straße führt, gewähren zwei Sandgruben Einblick in die geologischen Verhältnisse dieser Gegend, die bei einer Höhe von 175 m den O-Hang des Berges darstellt.

In der Sandgrube links sind an der tiefsten Stelle (160 m) die pannonischen Ablagerungen mit reichlichem Fossilvorkommen erschlossen, die ausschließlich den untersten Horizonten (Mäot und Unter-Pont) angehören und große Ähnlichkeit mit den von Leobersdorf und Kottlingbrunn zeigen.

Ein Profil mag die Lagerungsverhältnisse veranschaulichen:

0·5 m Ackerkrume.

5—6 m Löß mit eingebetteten Schwemmsandlinsen und einer dünnen Geröllage.

2—3 m Konglomerat, z. T. gut verfestigt, mit Stücken von Nuß- bis Faustgröße; nach Qualität und Aussehen zu urteilen, wohl vom Alter der Laaberbergschotter.

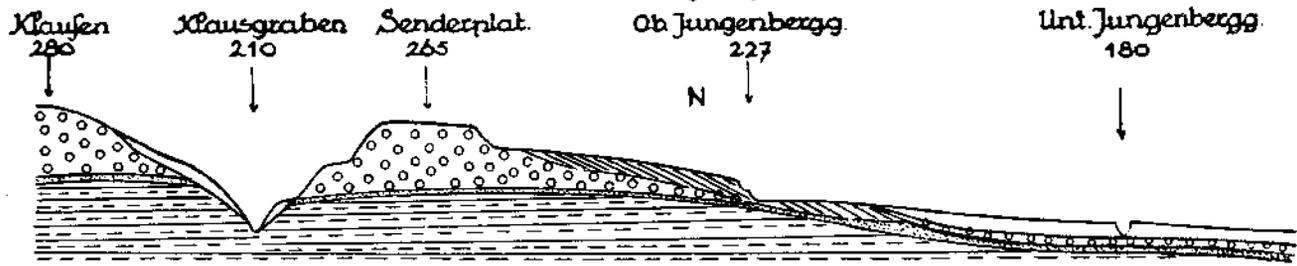
In den untersten Partien dieses Schichtgliedes finden sich neben gut erhaltenen Fossilien des Pannons auch vereinzelte, eingeschwemmte des Marins, so z. B. *Turritella (Archimediella) bicarinata*, während in den oberen nur abgerollte Fossilfragmente vorkommen.

0·5 m Congerenschichten mit *Congerien*, *Melanopsiden*, *Limnocardiien* usw. in grauer oder rostroter, geschichteter Sandlage.

3—4 m grauer Sand mit Lagen eines sandigen Tegels und mit spärlichen Fossilresten. Congerenschichten wie oben in grauer oder rostroter, geschichteter Sandlage von unbekannter Mächtigkeit; wahrscheinlich nicht über 0·5 m.

Die Schichtfolge dieses Hanges zeigt Profil b (Abb. 1, S. 360).

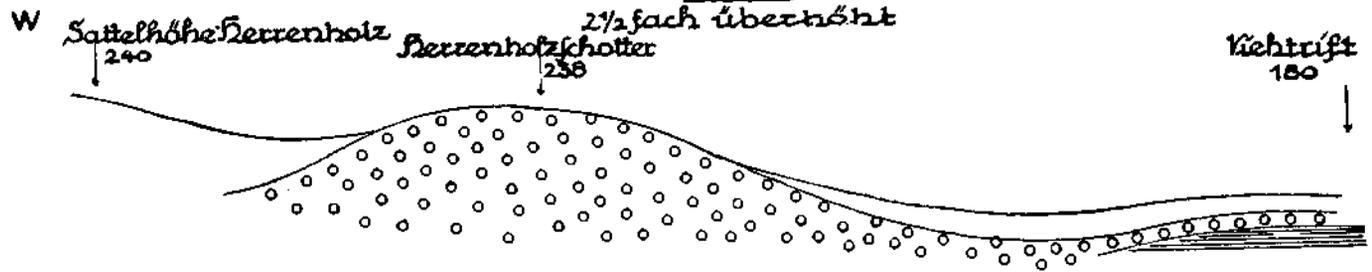
## Profil a. bei Cote 265 - Jungen-Berge



- |                |               |        |
|----------------|---------------|--------|
| Tonen          | Dil. Schotter | Flysch |
| Tert. Schotter | Sand          | Löß    |

Maßstab 1:5000

## Profil b.



- |          |                 |     |
|----------|-----------------|-----|
| Pontikum | Alt. Tert. Sch. | Löß |
|----------|-----------------|-----|

Maßstab 1:10.000

S

Abb. 1.

## Nachstehende Fossilarten konnten ermittelt werden:

Wiener Pliozän an der Ostseite des Bisamberges— Stammersdorf	Zonen des Wiener Pliozäns					Pannonien Euxinien				
	5	4	3	2	1	Sarmat	Miöt	Pont	Kimmer	Ruman
<b>I. Lamellibranchiae:</b>										
<i>Congeria subglobosa subglobosa</i> Partsch		+	+				+			
„ <i>spatulata</i> Partsch			+	+				+		
„ cf. <i>basteroti</i> Desh.										
„ <i>batuli</i> Brus.		+	+				+	+		
„ <i>minima</i>										
<i>Dreissensia demeteri</i> Brus.										
„ <i>dactylus</i>										
„ <i>gradici</i> Brus.										
„ <i>gilneri</i> Brus.										
<i>Unio atavus</i> Partsch								+	+	+
<i>Pisidium priseum</i> Eichw.										
<i>Cardium conjungens</i>	+	+	+				+			
„ <i>apertum</i> Münst.	+	+					+			
„ <i>secans</i> Fuchs										
<b>II. Gastropoda:</b>										
<i>Melanopsis fossilis</i> Gmel. = <i>martiniana</i> Fér.	+	+	+				+			
„ <i>vindobonensis</i> Fuchs	+	+	+				+			
„ <i>typica</i>										
„ <i>entzi</i> Brus.		+	+	+				+		
„ <i>bouéi bouéi</i> Fér.	+	+	+	+	+		+	+		
„ <i>multicostata</i>										
„ <i>affinis</i> Handm.										
„ <i>pygmaea</i> Hörn.	+	+	+	+	+		+			
„ cf. <i>acicularis</i> Fér.										
<i>Micromelania variabilis</i> Brus.							+			
<i>Gyraulus (Gyraulus) micromphalus</i> Fuchs								+	+	
„ ( <i>Gyraulus</i> ) <i>homalosomus</i> <i>rhytidophorus</i> Brus.							?	+		
„ ( <i>Gyraulus</i> ) <i>homalosomus</i> <i>homalosomus</i> Brus.								+		
<b>III. Fischreste:</b>										
<i>Otolithus loczyi</i>										

Aus der Faunenliste dieses Gebietes lassen sich 15 Arten in Friedls Zonentabelle eingliedern, u. zw. gehören den Zonen 3—5 9 Formen an; rechnet man noch *Congeria spatulata* dazu, die in 2 und 3 vertreten ist, 10 Formen. Von diesen 10 Formen sind 6 nur auf die Zonen 3, 4 und 5 beschränkt, während die übrigen 4 auch in 1 und 2 vorkommen. Stufenmäßig gliedern sich diese 10 Arten folgendermaßen:

5	entfallen auf das	Mäot,
3	„ „ „	Mäot und Pont,
2	„ „ „	Pont.

Rechnet man noch die *Gyraulus*-Arten dazu:

<i>Gyraulus (Gyraulus) micromphalus,</i>
<i>Gyraulus (Gyraulus) homalosomus rhytidophorus,</i>
<i>Gyraulus (Gyraulus) homalosomus homalosomus,</i>

so ergeben sich:

5	Formen auf das	Mäot,
5	„ „ „	Mäot und Pont,
3	„ „ „	Pont.

Den Zonen 1 und 2 gehört außer jenen Formen, die durchlaufend sind, wie *Melanopsis bouei bouei* und *Melanopsis pygmaea*

nur noch *Unio atavus* an, die in einem einzigen Fragmente vertreten ist und im Pont, Kimmer und Ruman vorkommt.

Aus diesen Angaben kann wohl mit ziemlicher Sicherheit gefolgert werden, daß die fossilführenden Pliozänschichten am O-Hange des Bisamberges dem Mäot und „Unter-Pont“ eingegliedert werden können. Ober-Pont (die Viviparen-Schichten) und auf Grund dessen auch die Ablagerungen des Kimmer konnten bis heute nicht nachgewiesen werden.

Die Schotter vom Alter der Laaorbergterrasse lagern direkt auf den Congerienschichten und sind mit diesen in den Grenzlagen zu einem festen Konglomerat verbunden. Da also die Congerienschichten den älteren Horizonten angehören, dürfte wohl im Liegenden derselben mit Sarmat zu rechnen sein.

#### Gliederung des limnisch-brackischen Pliozäns:

Krejci-Graf hat in seiner Publikation, „Parallelisierung des limnisch-brackischen Pliozäns, 1931,“ Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 83, und in der „Geologischen Rundschau, 1932“ den Versuch unternommen, zu einer allgemein anerkannten Auffassung dieser Epoche zu gelangen.

Bergrat Dr. Hermann Vettters hat den Darlegungen Krejci-Grafs von 1931 im großen und ganzen beigeppflichtet und in seiner Arbeit, „Erläuterungen zur geologischen Karte, Wien 1937“, einer ähnlichen Gliederung Raum gegeben, die übersichtlicher als ohige (sie beinhaltet einige Abänderungen der Krejci-Grafschen), aber mehr lokaler Bedeutung ist.

Vom internationalen und wissenschaftlichen Standpunkte aus ist die Krejci-Grafsche, vom lokalen und heimatkundlichen die Vetttersche zu begrüßen.

Die Wahl ist nicht leicht, doch wird in gewissen Fällen die erstere wohl kaum zu umgehen sein.

Noch eine günstige Seite aus Krejci-Grafs Studie verdient erwähnt zu werden; sie klärt manche Widersprüche auf.

## Parallelisierung des limnisch-brackischen Pliozäns.

(Nach Krejci-Graf und Wenz.)

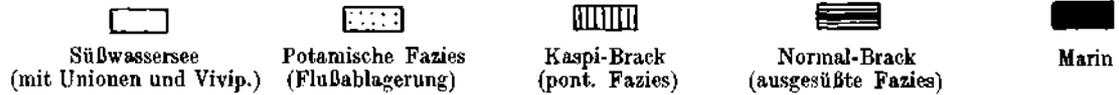
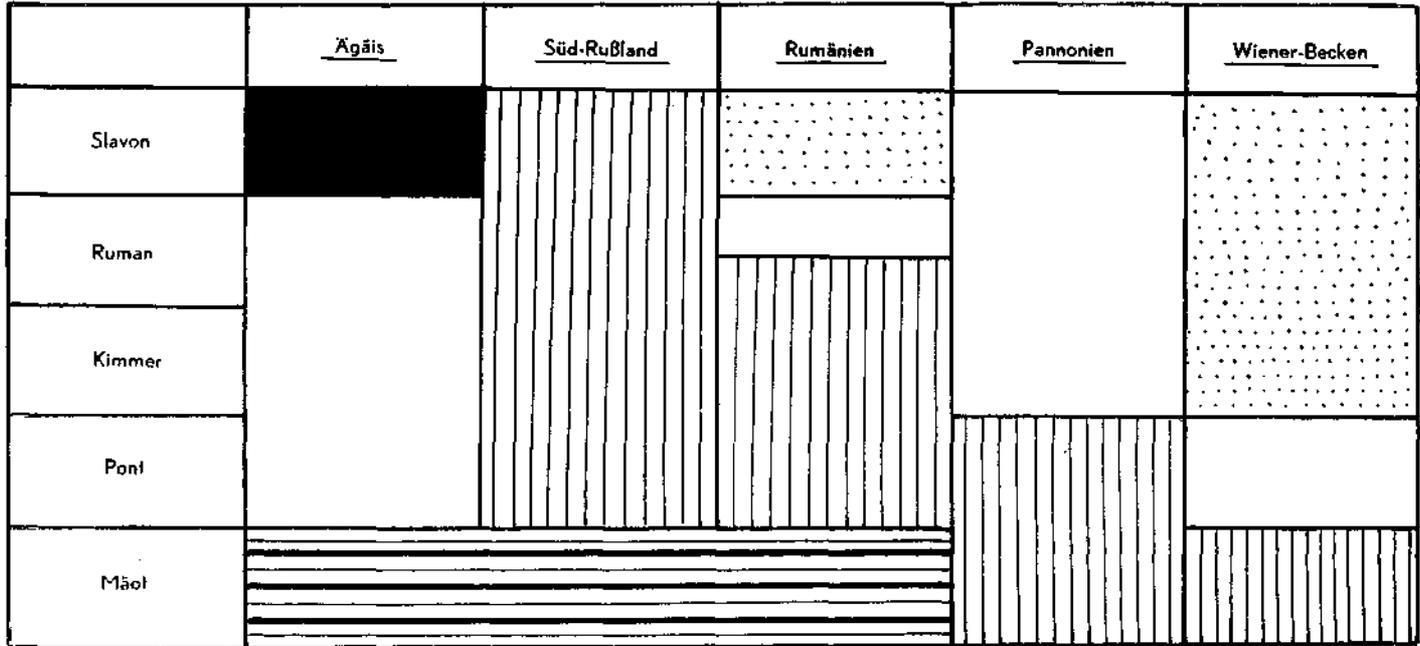
Abteilung	Stufe		Rumänien	Pannonien	Wiener Becken	
	international	lokal				
Diluvium          Pliozän	Slavon	Ober-Levantin	Potamische Fazies (Landschnecken)	Obere Viviparenschichten	Potamische Fazies	Schotter der Stadtterrasse
	Ruman	Unter-Levantin	Süßwassersee Unionen und Viviparen- fazies	Mittlere Viviparenschichten		Schotter der Arsenalterrasse
		Ober-Daz	Kaspi-Brack Mg. und SO <sub>4</sub> -Ionen			Schotter der Laaerbergterrasse
	Kimmer	Unter-Daz	Kaspi-Brack Mg. und SO <sub>4</sub> -Ionen	Untere Viviparenschichten	Erosionslücke	
		Übergangs- stufe				
	Pont	Paunon	<i>Rhomboidea</i> - Schichten Kaspi-Brack Mg. und SO <sub>4</sub> -Ionen <i>Abichi</i> - Schichten	Obere Congerenschichten	Süßwasserkalk vom Eichkogel Viviparenschichten	Schotter der höheren Terrassen
	Mäot		Normal-Brack ausgesüßte Fazies	Untere Congerenschichten	Obere Congerenschichten	Tegel und Sande von Inzersdorf
				Untere Congerenschichten	Untere Congerenschichten	

# Gliederung des limnisch-brackischen Pliozäns.

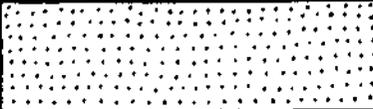
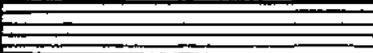
(Nach Vettters.)

Abteilung	Stufe	Rumänien	Pannonien	Wiener Becken		
Pliozän	Levantin	Süßwassersee Unionen und Viviparen- fazies	Viviparenschichten	Potamische Fazies	Schotter der Arsenalterrasse	
	Daz	<i>Stylodaena heberti</i> Kaspi-Brack Mg. und SO <sub>4</sub> -Ionen <i>Valenciennes annulata</i>	Viviparenschichten	Erosionslücke		
	Pannon	Pont	<i>Rhomboidea-</i> Schichten Kaspi-Brack Mg. und SO <sub>4</sub> -Ionen <i>Abichi-</i> Schichten	Obere Congerienschichten	Süßwasserkalk vom Eichkogel Viviparenschichten	Schotter der höheren Terrassen
		Mäot.	Normalbrack (ausgesüßte Fazies)	Untere Congerienschichten	Obere Congerienschichten	Tegel und Sande von Inzersdorf
	Untere Congerienschichten	Untere Congerienschichten				

Faziesverteilung im südosteuropäischen Pliozän.  
(Nach Krejci-Graf.)



### Faziesverteilung im Pliozän des Bisamberges.

<u>Stufen</u>	<u>Bisamberg-Pliozän</u>	<u>Fazies</u>
Slavon		Erosionslücke
Ruman		Schotter v. Alter d. Laaerbergterr.
Kimmer		Erosionslücke
Pont		Süßwasserkalk Schott. d. höh. Terr.
Mäot		Congerierschichten

Die Faunenliste der Congerientegel von Leobersdorf (Wiener Becken) zeigt folgende Erscheinung: parallelisiert man nach O, so finden sich gleiche Formen im Mäot und Pont dieser Länder (Pannonien und Rumänien); parallelisiert man nach W (Mainzer Becken), dann finden sich ebensolche im Sarmat und Torton (Krejei-Graf und Wenz). — Eine Feststellung von größter Wichtigkeit gerade für das Neogen des Bisamberges.

Das Wiener Becken bildet also die Grenze zweier Räume, zwischen dem des O und dem des W, was im Bisambergsgebiete nicht nur in floristischer Hinsicht zum Ausdruck kommt, sondern auch in biostratigraphischer und morphologischer.

Die Faziesgliederung stellt sich also nördlich der Donau (im Bisambergsgebiete) anders als südlich derselben, wie z. B. bei Leobersdorf und Kottingbrunn.

#### 2. Das Pannon von Hagenbrunn.

Schon Prof. E. Sueß hat (1866, S. 5 und 6) der pannonischen Schichten von Hagenbrunn, die in einer Höhe von 180 m hier vorkommen sollen, Erwähnung getan.

Nun wurden diese Schichten neuerdings an der nordwestlichen Peripherie des Ortes in einer Höhe von 182 m bei Gelegenheit einer Brunnengrabung erschlossen. Der Brunnen, der eine Tiefe von 8 m hat, befindet sich bei Nr. 159 an der Straße von Hagenbrunn zur gleichnamigen Bahnstation und zeigt folgendes Profil:

1 m Ackerkrume.

7 m feiner, lößartiger, diluvialer Sand, in den unteren Partien mit Fossilien, wie:

*Congeria subglobosa subglobosa* Partsch.

*Congeria spathulata* Partsch.

*Unio moravicus* Hörn.

*Melanopsis fossilia* Gmel. = (*martiniana* Fér.).

Die Muscheln weisen spurenhafte Anlagerungen eines gelben, reschen Quarzsandes auf, während das Schichtglied, wie oben hervorgehoben, ein feiner, lößartiger, diluvialer Sand ist. Diese Tatsache läßt vermuten, daß die Fossilien wohl einmal aus einer anderen Umgebung hier eingeschwemmt worden sind, zumal sie deutliche Spuren erfolgter Abrollung an sich tragen. Es konnte schon einmal an der Einmündung der Landstraße in die Stammersdorf-Hagenbrunner Straße ein Kalkstück mit vielen Hohldrücken von *Congeria subglobosa subglobosa* gefunden werden, das wohl aus der Tiefe eines anliegenden Kellers stammen dürfte. Diese vereinzeltten Funde an verschiedenen Stellen des O-Hanges lassen immerhin auf eine bedeutende Ausdehnung dieses Schichtgliedes schließen.

### 3. Die Süßwasserkalke des Pannons.

Die Schotter am N-Hange der Gamshöhe (Kote 340) werden ungefähr 40—50 m unterhalb des Gipfels von einem kleinen zonaren Vorkommen pontischer Süßwasserkalke überlagert, deren Reste an einigen Stellen nachweisbar sind. Einer dieser Restblöcke weist die Größe von zirka  $2\frac{1}{2} m^3$  auf und könnte, seiner zahlreichen Einlagerungen gut gerundeter, haselnuß- bis ei-großer Quarz- und Sandsteingerölle wegen, ebensogut als Konglomerat angesprochen werden. Es erinnert auch tatsächlich stark an ein ähnliches Vorkommen bei Rohrbach nächst Neunkirchen, das Prof. Dr. Schlesinger als Rohrbacher Konglomerat bezeichnet und gleich den Süßwasserkalken in das Unter- bis Mittel-Pliozän (wohl Ober-Pont) stellt („Naturkunde von Niederösterreich“, S. 37, Tabelle). Fossilien konnten mit absoluter Sicherheit bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

## III. Durchforschung und Gliederung der Schotterbedeckung.

(Tertiäre und quartäre Schotter.)

Gewaltige Schottermassen bedecken nicht nur die Höhen und Hänge zu beiden Seiten des Klausgrabens, sondern auch den breiten Rücken des Bisambergplateaus und dessen höchste Erhebungen, die Elisabethhöhe (360 m), das Steinmandel (342 m), die Gamshöhe (340 m) und den weit niedrigeren Wolfsberg (286 m) mit wechselnder Mächtigkeit.

Ein kritischer Vergleich jedoch der tieferen Schotterlagen letztgenannter Plateanerhebungen und ihrer oberen Gipfelbedeckung führt zur Erkenntnis, daß sie nicht gleichen Alters sein können. Die Blockschotterstücke der tieferen Lagen weisen wie jene des Klausgrabens in nicht geringer Zahl Durchmesser von 0.5 bis 1 m auf, während die Durchschnittsgröße der höheren, oberen Gipfelbedeckung zwischen Nuß- bis Faustgröße wechselt, solche von Kopfgröße aber äußerst selten sind; auch in den Lagerungsverhältnissen und in der Abrollung treten deutliche Unterschiede zutage.

Anderseits darf aber nicht übersehen werden, daß die Schotter der Gipfelbedeckung in ihrer Zusammensetzung mit anderweitigen Pliozän-Schottermassen, z. B. den Herrenholzschottern, auch nicht übereinstimmen; es fehlt ihnen der überwiegende Teil an Quarz; Gneis ist fast gar nicht vorhanden, während Sandstein zu reichlich vertreten ist. Nächst der Entstehungsursache beider Schotterlager (die einen sind Seeschotter, „jüngere Gipfelschotter“, die andern Stromschotter) kann für diese Abweichung noch die unmittelbare Nähe der anstehenden Flyschmassen verantwortlich gemacht werden.

Eine kurze, im Interesse des Lesers gelegene Gliederung sei den Ausführungen vorangestellt:

#### I. Die Miozänschotter:

1. Die Klausgrabenschotter.
2. Die älteren Gipfelschotter.

#### II. Die Pliozänschotter:

1. Die jüngeren Gipfelschotter.
2. Die jüngeren Wolfsbergschotter.
3. Die Herrenholzschotter usw.

#### III. Die historische Stellung der Schotter und Terrassen:

1. Die Seeterrassen.
2. Die Stromterrassen.

#### IV. Die diluvialen Ablagerungen:

1. Die eiszeitlichen Schotter.
2. Der Umschwemmungsschutt.
3. Die Lößablagerungen.

### 1. Die Miozänschotter.

„Trotzdem die Bisambergschotter schon des öfteren Gegenstand eingehender Erörterung waren, sind sie unseres Wissens noch nicht kartiert worden, obwohl lediglich einige Detailaufnahmen Licht in die ziemlich verwickelten Verhältnisse bringen könnten.“ — H. Küpper und C. A. Bobies; 1927, S. 213.

Was Küpper und Bobies zur Klärung des gegenständlichen Problems in dankenswerter Weise begonnen haben, soll im folgenden eine Ergänzung finden, wobei ein beschränkter Hinweis auf die Ergebnisse der Wissenschaft von Nutzen sein dürfte.

Hassinger (1905, S. 59 u. 66; vom Autor selbst wegen einiger Abschnitte als überholt bezeichnet), Becker (1913), Kober (1926, S. 117) halten die Bisambergschotter für ein Produkt der Donau; Becker für eine hinterlegte Visitenkarte der Donau. Schaffer (1927 a, S. 44 u. 45; 1927 b, S. 89 u. 90) verneint obiges entschieden und spricht sich für den Deltakegel eines Wildbaches im inneralpinen Becken von wahrscheinlich sarmatischem Alter aus. Küpper und Bobies (1927, S. 217) halten sie für ein Brandungskonglomerat des tortonischen Meeres und die 200-m-Terrasse (Elisabethhöhe und Plateau) für spätpontisch.

Damit kommen diese beiden Forscher der Wahrheit wohl am nächsten, nur daß sie den Unterschied zwischen oberer und unterer Gipfelbedeckung trotz Erkenntnis der 200-m-Terrasse vernachlässigen.

Für die obere Bedeckung kann auf Grund stark abgerollter Fossilfragmente des Torton als unterste Altersgrenze nur Sarmat, als oberste nur Pannon in Betracht kommen. Da aber Gipfel und Plateau in der Reihe der Terrassen aufscheinen (Hassinger, Schaffer, Küpper und Bobies u. a.), müssen auch diese jüngeren Schotter hier eingegliedert werden. Ohne zu weit zu gehen, wird das Problem der Schotter deshalb folgendermaßen zu umreißen sein:

„Die Elisabethhöhe und der größte Teil des Plateaus und der Wolfsberge sind oberflächlich von einer Schotterlage oder deren Spuren bedeckt, die von den tieferliegenden dieser Gebiete und den Klausgrabenschottern nach Größe, Art und Ahrollung absolut verschieden sind.“

Um in diesen Erkenntnissen nicht allein zu stehen, ging der Autor das fragliche Gebiet wiederholt mit Herrn Dr. F. Kümel ab und ist deshalb in der Lage, die beiderseitige Übereinstimmung feststellen zu können.

Dem Herrn Doktor sei an dieser Stelle für seine überaus große Mühe-waltung nochmals herzlichst gedankt.

#### a) Die Klausgrabenschotter.

Die Erhebungen zu beiden Seiten des Klausgrabens, u. zw. das Sender-plateau einerseits und „In den Klausen“ (südöstlicher Teil des Lanerberges) andererseits, weisen eine mächtige Schotterbedeckung auf. Diese Schotter, die nebst den tieferliegenden des Gipfels und der Wolfsberge wohl zu den ältesten des ganzen Gebietes gehören, sind in rote oder graugrüne Lehm-massen eingebettet und im allgemeinen gut erhalten. Sie weisen nur in den grobkörnigen Sandsteingeröllen (wohl den Greifensteiner Schichten ent-nommen) und stark pyrithaltigen Rollstücken der Flyschzone Zersetzungs-erscheinungen auf. Während sie gegen O am Rande einer tektonischen Linie scharf abfallen, reichen sie im N bis fast an die Senderanlage heran. Ihre W-Grenze bildet beiläufig das Weingut Donaueck in Langenzersdorf. Auf der rechten Seite des Klausgrabens und entlang der S-Front des Lanerberges sind die Schotter zwecks Urbarmachung des Hanges vielfach in sogenannten Riegeln zusammengetragen worden. Was eingangs über die Erhaltung der Schotter gesagt wurde, darf natürlich nicht uneingeschränkt auf die der Riegel ausgedehnt werden.

Ein Schotteraufschluß und die S-Ansicht des Hanges sind auf Bild a und b, Tafel XXII, festgehalten.

Folgende Schichtung ist zu erkennen:

- 10—20 m Blockschottermassen, von roten und graugrünen Lehm-massen durchsetzt. Die Schotter sind durchschnittlich faust- bis kopfgroß, nicht wenige haben einen Durchmesser von 0.5, vereinzelte sogar einen solchen von 0.75 bis 1 m.
- 10—12 m sandiger Lehm mit Schotterlagen, deren Rollstücke faust- bis kopfgroß sind. Graue, resche Sande von unbekannter Mächtigkeit (wahrscheinlich nicht über 3 m). Die Sande liegen den unebenen Flyschmassen auf.

In den unteren Teilen der Klausen ist das Tertiär von einer 2—3 m mächtigen Lößdecke überlagert. Vorkommen von *Fruticicola hispida* u. a. Auf der linken Seite des Klausgrabens treten die anstehenden Flyschmassen an

zwei Stellen zutage, u. zw. gleich hinter der ersten Siedlung bei Nr. 16 am Wegrande in einer Höhe von 180 m unter einem Winkel von 56° nach SW und zirka 50 m weiter in einer Höhe von 238 m unter einem Winkel von 50° nach SO fallend.

Die Schotter setzen sich prozentuell aus folgenden Gesteinstypen zusammen:

Sandsteine und Mergel der Flyschzone .....	80—85 %
Kalke und Kalkmergel .....	8—10 %
Quarzite .....	1—2 %
Hornsteine .....	2 %
Andere Gesteine .....	2 %

Unter den Schotterkomponenten konnten folgende Arten festgestellt werden:

I. Tiefengesteine:

Granit

II. Ergußgesteine:

Quarzporphyr

III. Sedimentgesteine:

a) Psephite und Psammite:

1. Tertiär:

Glaukonit-Eozän  
Konglomerat mit Manganknollen  
Konglomerat, fein- bis grobkörnig.

2. Kreide:

Flyschsandstein-Inoceramenflysch  
Sandstein mit *Crinoiden*  
Gosausandstein mit *Actaeonellen*.

3. Trias:

Grestener Arkose  
Kalksandstein mit *Gryphaea* und *Pecten*.

b) Kieselgesteine:

1. Jura:

Hornstein, brann  
" gelb  
" grün  
" rot  
" schwarz  
Hornsteinbreccie  
Jaspis.

2. Silur-Devon:

Quarzite.

c) Karbonatgesteine:

1. Tertiär:

Lithothamnienkalk.

2. Kreide:

Flyschmergel  
Mergelbreccie  
Neocomkalk-Thiton mit *Belemniten*  
Mergelkalk-Tithon-Neocom  
Travertin.

## 3. Jura:

Kalkstein, oolithisch, mit *Echinodermen*-Resten  
 Hornsteinmergel  
 Hornsteinkalk  
 Crinoidenkalk  
 Jura, weiß, mit *Belemniten*  
 Jura, rot, mit *Belemniten*  
 Rote Kalke, Typus Jurakalk  
 Hierlitzkalk mit *Crinoiden*  
 Lias-Fleckenmergel  
 Lias-Fleckenmergel mit *Amaltheus spinatus*  
 Fleckenmergel mit *Aegoceras* sp. oder *Arietites*  
 Kalkmergel mit *Ammoniten*  
 Kalkstein mit *Arietites roboriformis* Saw.

## 4. Rhät:

Kössener Schichten  
 Lithodendrenkalk.

## 5. Trias:

Carditaschichten-Keuper  
 Dolomithbreccie  
 Ankerit  
 Gutensteiner Kalk mit Fossilien.

## IV. Metamorphe Gesteine:

Granulit.

## b) Die älteren Gipfelschotter.

Die älteren Gipfelschotter sind an zwei Stellen nachweisbar, u. zw. auf der Gamshöhe (Kote 340, Kavernenbau) und an dem neuangelegten Fahrwege südwestlich der Elisabethhöhe, Kote 300.

Diese Schotter lehnen sich nach Erhaltung, Größe, Art der Lagerung und Abrollung stark an die Klausgrabenschotter an, korrespondieren jedoch insofern nicht ganz mit ihnen, als sie nicht so artenreich sind und vereinzelt Quarzgerölle führen, was allerdings mit den Ausführungen Küppers und Bobies (1927, S. 216), die ihnen und den jüngeren Gipfelschottern eine große Mannigfaltigkeit zuschreiben, nicht übereinstimmt.

Prozentuell ergab sich folgende Zusammensetzung:

Kalksandstein .....	} zusammen wohl über .....	90%	
Kalkmergel .....			
Greifensteiner Sandstein .....			
Inoceramentförsch .....			
Grobkörniger Sandstein .....	}	6—8%	
Quarze .....			
Kalke .....			sehr selten
Hornstein, rot, grün, braun .....			selten
Quarzit .....			sehr selten
Grestener Arkose .....			sehr selten

Nachstehende Profile zeigen die Lagerungsverhältnisse.

## a) Der Kavernenbau auf der Gamshöhe (Kote 340).

0.5 m Verwitterungsschutt.

0.5 m kalkig sandige Erde.

1.5 m Konglomerat, lose verfestigt, mit kalkigem Bindemittel. Die Rollstücke sind nußbis faustgroß; vereinzelt von Kopfgröße.

2.0 m graue, rasche, geschichtete Sande.

b) Der Aufschluß südwestlich der Elisabethhöhe (Kote 300).  
(Cirka 60 m unterhalb der Elisabethhöhe.)

0.5 m Gehängeschutt.

1.5 m Konglomerat, in den unteren Partien gut verkittet und an der Basis mit Lehm-linsen. Unter den Rollstücken sind nicht wenige Blockschotterstücke.

2.0 m gelbe oder graue, resche, geschichtete Sande.

1.5 m Konglomerat, gut verfestigt, mit Rollstücken von Nuß- bis Kopfgröße, aber auch solchen, die einen Durchmesser von 0.5 bis 0.75 m aufweisen.

Eine verhältnismäßig dünne Sandschichte (0.5—1 m) auf anstehendem Flyschgestein (Kalkmergel).

Auch in diesem Aufschlusse sind Quarzgerölle und Hornsteine vorhanden, desgleichen konnte ein *Ostrea*-Fragment, anscheinend *Ostrea crassissima*, gefunden werden.

## 2. Die Pliozänschotter.

Außer den Pliozänschottern des Gipfels, Terrasse 200, und der Wolfsberge, Terrasse 100, sind uns noch solche im Schwemmkegel des Berges erhalten geblieben, u. zw. im Herrenholz, beim Post-Rendezvous und in der Stammersdorfer Viehtrift.

Diese letzteren Schotteranhäufungen erinnern aber im Gegensatz zu denen des Gipfels und der Wolfsberge stark an die heutigen Donauschotter und sind auch tatsächlich als solche anzusehen.

Es wäre deshalb wohl angezeigt, diese Ablagerungen verschiedenen Alters und Ursprunges aus Rücksichten der Klarheit streng voneinander zu scheiden, indem man die einen vielleicht als spätpontische oder Terrassenschotter (Seeschotter-Ober-Pont) und die andern als postpontische oder Deckenschotter (Stromschotter, levantinisch-thrakische Stufe, nach Krejci-Graf „Ruman“) bezeichnete.

Die Herrenholzschotter, Rendezvous-Schotter und Viehtriftschotter müßten dann als Deckenschotter geführt werden. Sie sind als Teilbestände jener mächtigen Pliozänterrasse (Schotterbank) anzusehen, die sich von Höbersdorf (216 m) über Wiesen (211 m), Kreuzenstein (209 m) bis zum O-Hange des Bisamberges erstreckt, wo sie im Herrenholz, Post-Rendezvous usw. endet (Hassing, 1905, S. 65 u. 97).

Da jedoch auch die Schotter der Glazialzeit unter obengenannten Namen aufscheinen, müßten wohl auch sie mit einer genaueren Fixierung bedacht werden, was erreicht würde, wenn man die erstgenannten durch „pliozäne Terrassen- und Deckenschotter“ und die der Glazialzeit durch „pleistozäne ältere und jüngere Deckenschotter (Günz- und Mindel-Eiszeit) und pleistozäne Schotter der Hoch- und Niederterrasse“ (Riß- und Würm-Eiszeit) kenntlich machte, falls man nicht vorzöge, letztere direkt als „Schotter der Günz-Zeit“ und „Mindel-Zeit“ usw. zu bezeichnen.

### a) Die jüngeren Gipfelschotter, Terrassenschotter.

Sie bedecken die höchste Erhebung des Plateaus, die Elisabethhöhe, mit wechselnder Mächtigkeit, finden sich aber auch verstreut an andern Stellen desselben, so namentlich in der Umgebung des Steinmandels, der Sternallee und des Riegelkammes bis zu den Falkenbergen.

Ein Profil unweit der Elisabethhöhe (Terrasse 200) läßt folgende Lagerung erkennen:

- 0-5 m Verwitterungsschutt.  
 8—10 m locker verfestigte Schotter mit vereinzelt größeren Rollstücken.  
 1-5 m heller, rescher, etwas toniger, geschichteter Sand.  
 3 m locker verfestigte Schotter mit Geröllen von Nuß- bis Faustgröße in rostrottem Bindemittel.

*b) Die Pliozänschotter der Wolfsberge (Terrasse 100).*

In diesen vermögen tatsächlich stark abgerollte Fossilfragmente des Torton das pliozäne Alter zu verbürgen, während die tieferliegenden Sand- und Schotterlagen, die dem Miozän angehören, an ihren Fossilien niemals eine Abrollung erkennen lassen.

Der Aufschluß zeigt nachstehendes Profil:

- 0-5 m Verwitterungsschutt.  
 4—6 m jüngere Schotter von Nuß- bis Faustgröße mit stark abgerollten Fossilfragmenten des Torton.  
 6—8 m graue, resche, geschichtete Sande mit dünnen Lehmlagen, großen, kalkigen Ausblühungen und vereinzelt Rollstücken der Miozänschottermassen; die Kontaktschotterstücke mit fossilreichen Kalkkrusten.

Die den Rollstücken und Sanden diskordant angelagerten fossilführenden Schichten mußten im Profil vernachlässigt werden.

*c) Die Pliozänschotter des Herrenholzes.*

Im Liegenden der Herrenholzsotter ist aller Wahrscheinlichkeit nach Pannon vorhanden, tritt auch tatsächlich zirka 1 km weiter östlich davon (Stammersdorfer Viehtrift) unter ähnlichen Schottern zutage. Die rote oder rotbraune Färbung dieser Schotter dürfte auf Eisenoxyd zurückzuführen sein, das, durch Atmosphärien aus dem Löß ausgeschieden, die Färbung der Schotter bewirkte.

Der Aufschluß im Herrenholz (Kote 220) läßt folgendes Profil erkennen:

- 4 m Konglomerat mit überwiegend nußgroßen Stücken, lose verfestigt, in den unteren Partien rotbraun.  
 2—3 m Konglomerat mit kalkigem Bindemittel, rostrot und bankartig abgesetzt; die Stücke nuß- bis faustgroß.  
 Quarzsand von gelber Farbe und von unbekannter Mächtigkeit.

Prozentuell setzen sich diese Schotter folgendermaßen zusammen:

Quarz .....	58%	Gneis .....	3%
Granulit .....	16%	Quarzit .....	2%
Mergel .....	6%	Kalk .....	1%
Sandstein .....	5%	Andere Gesteine .....	5%
Hornstein .....	5%		

Unter den Schotterkomponenten konnten folgende Arten festgestellt werden:

Turmalingranit	Amphibolschiefer
Quarzporphyr	Gneis
Quarz	Hornsteinmergel
Quarzit	Gutensteiner Kalk
Hornstein	Jurakalk
Kieselschiefer	Mergel, Oberjura
Granulit mit Granaten	Sandstein, grobkörnig
Granulit	Sandstein, feinkörnig.

### 3. Die historische Stellung der Schotter und Terrassen auf Grund vorliegender Erkenntnisse.

Unterziehen wir die jeweiligen Lagerungsverhältnisse obgenannter Schichten (der Jungenberge, der Wolfsberge und des NW-Hanges) nochmals einer kurzen vergleichenden Beachtung, so erscheint als gemeinsames Merkmal aller die Tatsache, daß deren Vorkommen ausnahmslos an die Gesellschaft grobklastischer Sedimente von mehr oder weniger ortsfremder Heimat gebunden ist. In Fällen, wo die Schotter höher als 250 m liegen, fehlen die Fossilien.

1. Die Profile und Lagerungsverhältnisse in den Schotteraufschlüssen des Klausgrabens und der Kote 300 (unterhalb der Elisabethhöhe), ebenso die Größe und Abrollung der Schotterstücke können als gleichartig angesehen werden, was den Schluß auf gleiches Alter gestattet (Küpper u. Bobies, 1927, S. 216).

2. Auch die tieferliegenden Wolfsbergschotter müssen als altersgleich betrachtet werden; begründet durch die kopfgroßen Hornsteingerölle, die fossilführenden Kalkkrusten auf den Rollstücken und die Bohrlöcher (siehe das Tertiärvorkommen in den Wolfsbergen).

3. Die Wolfsbergschotter sind mit konkretionären, fossilreichen Kalken vergesellschaftet (Küpper u. Bobies, 1927) und weisen (in den Miozän-schottern) eine diskordante Überlagerung von Seite des Torton auf (durch Bohrung ermittelt).

4. Die Klausgrabenschotter sind unterhalb der erwähnten tektonischen Linie vermutungsweise vom Torton überlagert, denn:

a) In den Weinbergen (Jungenberge) findet man bis fast an die tektonische Linie heran eine Menge fossiler Muscheln und Muschelfragmente und vereinzelte, gut gerundete, walnußgroße Kiesel, während die Klausgrabenschotter wohl nie einen Kiesel führen.

b) Die Rollstücke, die aus dem Brunnen bei Kote 227 (Jungenberge) befördert wurden, sind den Klausgrabenschottern identisch (Hornsteine sind vorhanden, Kiesel fehlen), aber wie die der Wolfsberge mit fossilreichen Kalken (altortonischer Zeit) vergesellschaftet und vielfach mit Bohrlöchern versehen.

c) Die Schotterstücke des Klausgrabens weisen nie Bohrlöcher auf und zeigen auch sonst nie die geringste fossile An- oder Zwischenlagerung.

d) Die Grenze zwischen Torton und Schotter ist eine so scharfe, als daß eine nachortonische Ablagerung in Frage kommen könnte.

Kürzer gefaßt, ergeben sich folgende Momente:

1. Die Klausgrabenschotter und die tieferen Lagen der Wolfsberg- und Gipfelschotter sind altersgleich, denn sie haben gleiche Größe und Abrollung und gleichartige Lagerungsverhältnisse.

2. Sie sind die ältesten des ganzen Gebietes und ruhen fast unmittelbar (nur durch eine zirka 0·5 m mächtige Sandschichte getrennt) auf dem Flysch. Vergleiche: Profil unterhalb der Elisabethhöhe (Kote 300) und Photo a auf Tafel XXIII.

3. Die den Klausgrabenschottern ebenbürtigen der Wolfsberge werden tatsächlich vom Torton überlagert, sind also älter als das Torton.

4. Alle Schotter, an denen das Mediterranmeer brandete, sind mit fossilreichen, alttortonischen Kalken vergesellschaftet und weisen fossilführende Kalkkrusten des Torton und Bohrlöcher auf.

Auf Grund dessen kann wohl gefolgert werden, daß Schotter und Fossilien nicht zu gleicher Zeit abgelagert worden sein können; die Schotter der tieferen Lagen müssen älter sein als die Fossilien, also zum mindesten dem untersten Torton, besser gesagt, dem Helvet angehören, während die obere Gipfelbedeckung der Elisabethhöhe und der Wolfsberge als spätpontisch zu betrachten sein wird.

#### a) Die Seeterrassen.

Was die obere Gipfelbedeckung der Elisabethhöhe, des Plateaus und der Wolfsberge anbelangt, so kann man sie auf Grund ihrer Äquivalenz (dokumentiert durch gleiche Größe, Abrollung und gleichartige Lagerungsverhältnisse) und infolge Vergesellschaftung der Wolfsbergschotter mit stark abgerollten Fossilfragmenten des Torton als Restbestände der einmal weit mächtigeren Terrassenschotter (Pliozänschottermassen) ansehen. Zu diesen Pliozänbeständen gehören meines Erachtens auch die im Kulturboden des Jungenbergtorton auftretenden Kiesel, da sie dieses Marin nur oberflächlich durchsetzen. Die 200-*m*- und die 180-*m*-Terrasse (Elisabethhöhe und Plateau) bestehen also zu Recht und sind pannonische Seeterrassen, ebenso ist die 100-*m*-Terrasse (Wolfsberge) eine ausgesprochen pannonische Seeterrasse.

Haben wir aber an Hand von Fossilien und äquivalenter Schotterlager nachweisen können, daß die 200-*m*-Terrasse (Elisabethhöhe usw.) und die 100-*m*-Terrasse (Wolfsberge) pannonische Seeterrassen sind, so müssen wir das gleiche auch für alle übrigen Terrassenbildungen des Berges annehmen, die innerhalb dieser Höhengrenzen liegen und gleichwertige Schotterablagerungen oder deren spurenhaftes Auftreten erkennen lassen, ohne Gefahr zu laufen, jede Stufenbildung oder Absenkung gleich als Terrasse anzusehen.

Daß solche Gerölle, wie z. B. auf dem Riegelkamm (332 *m*), den Falkenbergen (320 *m*) usw., Reste ausgeschwemmter, ehemaliger Lößlagen sein könnten (Küpper u. Bobies (1927, S. 218), ist schwer einzusehen, denn es entstände dann die Frage: wie kommen diese Gerölle da hinauf? Durch den Wind jedenfalls nicht.

Zu den pannonischen Seeterrassen dürften deshalb folgende zu rechnen sein:

I. Terrassen im Stadtgebiet (Thermenlinie):	II. Bisamherggebiet:
Kobenzlterrasse .. 233 <i>m</i>	
Nußbergterrasse .. 205 <i>m</i>	Elisabethhöhe .. 360 <i>m</i> 200- <i>m</i> -Terrasse
	{ Steinmandel ... 341 <i>m</i> }
	{ Sternallee ... 343 <i>m</i> }
Plateau ...	{ Riegelkamm ... 332 <i>m</i> } 180- <i>m</i> -Terrasse
	{ Falkenberge ... 320 <i>m</i> }
Burgstallterrasse .. 155 <i>m</i>	{ Veitsberg ..... 312 <i>m</i> }
	{ Magdalenenhof . 311 <i>m</i> }
	{ Wolfsberge ... 276 <i>m</i> }
Laaerbergterrasse . 100 <i>m</i>	{ Ob. Jungenberge 270 <i>m</i> }
(Stromterrasse)	{ Unt. der Elisabethhöhe }
	110- <i>m</i> -Terrasse

Die Höhenunterschiede der Plateauterrasse sind aller Wahrscheinlichkeit nach auf die ehemalige alte Schotterbedeckung zurückzuführen, die, dem Flyschuntergrunde entsprechend, ungleichmäßig erodiert wurde. Es kann deshalb wohl ohne Zwang die 180-m-Terrasse (Plateau) mit der 200-m-Terrasse (Gipfel) zusammengelegt werden.

#### b) Die Stromterrassen.

Alle übrigen Terrassen des Berges, unter denen die schotterbedeckten des O-Hanges schon wiederholt Gegenstand eingehender Erörterung waren, müssen den reinen Stromterrassen eingegliedert werden.

Mit Voranstellung wichtiger Literaturhinweise mögen für diese Terrassen nachstehende Blickpunkte leitend sein:

##### a) Die Höhe der Terrassen.

##### b) Das Alter auf Grund ihrer Unterlagerung.

Hassinger (1905, S. 62, 66 u. 97) Schlesinger (1913), Schaffer (1927 a, S. 94—96 u. 102—108; 1927 b, S. 89) halten die Herrenholzterrasse (55-m-Terrasse) für eine Pliozänterrasse, die äquivalent der Laaerbergterrasse sein soll, während Küpper und Bobies (1927, S. 218) sie der pliozänen Arsenalterrasse gleichstellen (Höhe 220 m). Hassinger (1905) gliedert die Rendezvous-Terrasse (30-m-Terrasse) mit Recht in die Reihe der Pliozänterrassen ein, Schlesinger und Schaffer dagegen überweisen sie dem Quartär.

Außer dieser Pliozänterrasse, denn um eine solche dürfte es sich tatsächlich handeln, begegnen wir in der Stammersdorfer Viehtrift noch einer sogenannten 15-m-Terrasse, die glücklicherweise einer gut erschlossenen, aber wohl kaum beachteten morphologischen Schichte aufruht und deshalb geeignet sein dürfte, uns gerade über diese Schotter und Terrassen wichtige Erkenntnisse zugehen zu lassen.

Eine Reihe namhafter Forscher: Stur (1891), Hassinger (1905), Friedl (1927, S. 20), Küpper und Bobies (1927, S. 214 u. 220) u. a. treten für Sarmat im Liegenden der Herrenholzschotter ein. Küpper und Bobies wollen tatsächlich im Anschluß südöstlich der Broschäcker, unweit der Stammersdorf—Hagenbrunner Straße (Schanzwerkbau nördlich vom Herrenholz) *Cerithien* gefunden haben, was allerdings für Sarmat spräche, falls es sich letzten Endes nicht doch um eingeschwemmtes Material handeln sollte. Zur Begründung der Bedenken sei auf den Schichtenbau des Gebietes verwiesen (Schwemmlöß oben und Schotter und Sande in den unteren Partien).

Eine weitere, leicht irreführende Erscheinung ist im Vorkommen faust- bis kopfgroßer Konglomeratbrocken mit Hohldrücken, ähnlich jener der Wolfsberge, zu sehen, wodurch ein Fehlgriff auch in dieser Richtung in den Bereich der Möglichkeit rückt, zumal das Torton der Jungenberge und der Wolfsberge ursprünglich als Sarmat gedeutet wurde.

Wie immer dem auch sei, Sarmat konnte vom Verfasser nicht gefunden werden.

Nur eines erfasse ich nicht! Wie ist es möglich, wegen einiger *Cerithien* so viel Aufhebens zu machen und mit keinem Worte jenes überreichen Fossilvorkommens in der Stammersdorfer Viehtrift zu gedenken, das seit Jahr und Tag unmittelbar unter einer 2—3 m mächtigen Schotterdecke erschlossen ist, sich aber nicht als Sarmat, sondern als einzig schönes *Congerien*- und

*Melanopsiden*-Vorkommen erwies. Es konnten daselbst nicht weniger als mindestens 10 verschiedene Spezies jeder Gruppe und ebenso viele *Limnocardien*-Arten festgestellt werden.

Unter den *Melanopsiden* ist *Melanopsis pygmaea* in überwiegender Mehrheit vertreten, was vielleicht infolge eines Versehens ein Fehlurteil herbeigeführt haben könnte.

Gewiß, es ist nicht völlig ausgeschlossen, daß auf eine Entfernung von zirka 1 km — denn um eine solche handelt es sich zwischen diesem Fossilvorkommen in der Viehtrift und den Herrenholzschottern — die weit jüngeren, oberen Schichten des Pannons vor der Schotterablagerung erodiert worden sein könnten. Aber wenn man die Mächtigkeit berücksichtigt (nach Schaffer ungefähr 500 m am Rande des Beckens) und ihre Höhenlage bei Stammersdorf (160 m) im Vergleich zu den Schottern dieser Gebiete in Rechnung stellt, so wird die Wahrscheinlichkeit einer solchen Annahme doch wahrlich sehr bedenklich herabgemindert.

Die tiefste Stelle der erschlossenen Herrenholzschotter liegt 210 m hoch, die Grenzhöhe zwischen Pannon und Schotter in der Viehtrift (Entfernung 1 km) zirka 170 m.

Ähnlich ergeben sich die Vergleichsmomente mit den Schottern beim Post-Rendezvous.

Wenn irgendwo ein morphologisches Schichtglied zur Altersbestimmung eines andern herangezogen werden kann, so ist es doch wahrlich ein solches, wie in unserem Falle die Congerierschichten von Stammersdorf. Nun befindet sich aber im Hangenden dieser eine Schotterlage, die nach Farbe, Abrollung, Zusammensetzung und Art der Lagerung vollkommen äquivalent den Herrenholzschottern ist; also trotz der Höhe von nur 175 m genau so alt wie sie, nämlich postpannonisch (levantinisch-thrakische Stufe — nach Krejci-Graf „Ruman“), sein muß. Die Unterlagerung durch das Pannon gestattet wieder einen Rückschluß auf die Herrenholzschotter und auf die in gleicher Höhe liegenden analogen des Post-Rendezvous.

Wie verträgt sich diese Auffassung mit den Erkenntnissen Schlesiingers, der doch die 15-m-Terrasse für quartär erklärt hat?

Die geringe Entfernung dieser drei Schotterlager läßt schon vermuten — wie auch Hassinger mit Recht erkannt hat —, daß alle drei einmal eine geschlossene, wohl gleich hohe Schotterbank darstellten, die in der Folgezeit durch Seitenerosion der Donau terrassenartig abgestuft wurde.

Es würde den Tatsachen nicht entsprechen, für sie ein anderes Alter als ein postpannonisches (levantinisch-thrakische Stufe) anzunehmen, zumal der genetische Zusammenhang durch dazwischenliegende kleinere Schottervorkommen noch augenfälliger wird.

#### 4. Die diluvialen Ablagerungen.

Ausgedehnte Flächen der Hänge und Niederungen des Bisamberges werden vom Diluvium — eiszeitliche Schotter und Sande, Umschwemmungsschutt und Löß überlagert.

Regional gruppiert sich der Hauptteil dieses Gliedes um den O- und N-Hang des Berges. Das Diluvium steigt als Löß in den Talfurchen und flachen Mulden bis nahezu 340 m hinan, macht als Schotter, Sand oder Löß einen

wesentlichen Bestandteil der Marchfeldoberfläche aus und überdeckt in mehr oder weniger mächtigen Schichten mit oft massenhaft eingelagerten Knochenfragmenten diluvialer Großtiere die Korneuburger Bucht.

Die Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen wechselt zwischen 5 und 30 m und weist fast zur Gänze eine deutlich horizontale Schichtung auf. Nur die oberen Partien der Lößbedeckung setzen sich aus ungeschichteten O—W verlaufenden Lößdünen zusammen.

Da sich die einzelnen Schichtglieder des Diluviums vielfach in- und übereinanderschieben, muß wohl von einer genauen kartographischen Abgrenzung abgesehen werden.

#### a) Die eiszeitlichen Schotter.

Auch die älteren eiszeitlichen Ablagerungen sind in den Fußplateaus des Ost-Bisamberges nicht unbedeutend vertreten und verhältnismäßig gut erschlossen. So z. B. zwischen Strebersdorf und Stammersdorf in den Steinbugeln, Gernäckera, Ankentalen und an der Kreuzung zwischen Landstraße und Vorleitenweg. Es ist dies der ältere Deckenschotter, dem auch die Wiener Stadt- oder Simmeringterrasse angehört. Daß die Schotter der Randgebiete wirklich eiszeitlichen Alters sind, beweist ein Mammutfund im Stammersdorfer Vorleitenweg, nahe obengenannter Kreuzung. Das Mammut befindet sich im Niederösterreichischen Landesmuseum — „*Mammut stammersdorfensis*“.

Im Keller des Herrn Österreicher an der Landstraße wurden im eiszeitlichen Schotter gleichfalls Knochen gefunden, die Prof. Schlesinger dem Rhinoceros oder Steppenrind zuschreibt; dann fand man solche im Keller des Herrn Joh. Koch in der Wiestalgasse und anderorts.

Ferner gehört in dieses Gebiet der eiszeitlichen Ablagerungen noch ein Geländestreifen hinter den Kellern der Strebersdorfer Kellergasse, jetzt „Am Bisamberge“, bis zu einer Breite von ungefähr 100 m, deren Schotter sich von den alluvialen durch angelagerte Kalkkrusten unterscheiden. Überlagert werden sie jedoch nicht von Löß, sondern von einer 2—3 m mächtigen Sandschichte.

Eine Auszählung gleich großer, eiszeitlicher Schotterstücke ergab von 100:

61 Stücke Quarz	5 Stücke Flysch und Mergel
24 „ Gneis	3 „ Andere Gesteine.
7 „ Kalk	

#### b) Der Umschwemmungsschutt.

Unter den Begriff „Umschwemmungsschutt“ sollen eingliedert sein die ausgedehnten Tegelhester, die, von Sand und Schotterlagen durchsetzt, an verschiedenen Stellen des Plateaus und der Steilseiten oder in den Taluren des S-, W- und z. T. auch N-Hanges vorkommen und neben spärlich eingelagerten Rollstücken der Tertiärschottermassen noch Flyschbruchstücke oder nur Flyschbruchstücke führen.

Welche Kräfte hier die primären waren, kann nicht entschieden werden. Die uneingeschränkte Annahme rein fluviatiler jedoch dürfte für die Erklärung so hochgelegener Sedimente wie die des N-Hanges kaum hinreichend sein. Vermutungsweise sei auf die Möglichkeit eines ganz außergewöhnlich hochstehenden Donausees, infolge teilweiser Beckenausfüllung am Ende der Glazialzeit oder später, hingewiesen.

Daß diese Ablagerungen wirklich diluvialen Alters sind, beweisen die Conchylien in den Schichten des Grottenbaues oberhalb der Kirche von Bisamberg-Ort und anderswo.

Die Rollstücke entstammen den Tertiärschottern und finden sich in den diluvialen Ablagerungen immer dann, wenn Tertiärschottermassen in der Nähe anstehen.

Und nun die Gegenfrage.

Sprechen gegen die Annahme rein fluviatiler Kräfte nicht doch tatsächliche Unmöglichkeiten, zumal diese Ablagerungen bis zu einer Maximalhöhe von 280 m emporreichen?

Eines steht fest: Diese Sedimente sind da; sie lagern mancherorts trotz des starken Gefälles von 40 bis 50° fast horizontal und weisen vielfach Schichten eines feinen, glimmerreichen Schwemmsandes auf; alles Argumente, die für eine fluviatile Ablagerung im Sinne eines Donausees sprechen.

Dagegen könnte u. a. ihre Höhenlage geltend gemacht werden, denn, woher kam wohl die zu diesem Zwecke notwendige Stauung, da ja die Donau um jene Zeit ihr Bett bereits bis auf 180 m eingesenkt hatte? Daß auch die Regengüsse eine nicht zu unterschätzende erosive Kraftquelle verkörpern, steht außer Zweifel, aber der Hauptfaktor dürfte letzten Endes doch auf Rechnung der Donau zu stellen sein.

Im folgenden einige Profile:

#### Der Aufschluß bei Bisamberg-Ort (Kote 194).

(Grottenbau oberhalb der Kirche.)

- 0.5 m Gehängeschutt.
- 3 m feiner, graugelber, lößartiger Sand.
- 15 m und darüber grüne und rote Lehmmassen von Schotter- und Schuttlagen durchsetzt; dazwischen eine 10 cm hohe, graublaue Sandlage mit diluvialen *Conchylien* und *Conchylien*-Fragmenten.

Die Schotterlagen bestehen nur zum geringen Teile aus Rollstücken, der größte Teil sind Bruchstücke der Flyschzone; Quarz- und Hornsteingerölle sind vorhanden. Die Schichtung selbst ist ungestört; ein Fallen um 15° nach W konnte festgestellt werden.

Die graublaue Sandlage mit Conchylien, unter denen besonders:

- Clausilia dubia* Drap.
- Arianta arbustorum* Lin.
- Vallonia tenuilabris* Al. Braun.
- Punctum pygmaeum* Drap.

erwähnt zu werden verdienen, weist an 60% reinen Kalk auf; der übrige Prozentsatz entfällt auf winzig kleine Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen.

#### Der Aufschluß nördlich der Elisabethhöhe (Kote 280).

- 0.5 m Verwitterungsschutt.
- 2—3 m Löß mit Conchylien, wie:
  - Pupilla muscorum* Müller
  - Arianta arbustorum* Lin.
  - Fruticicola hispida* Lin.
- 0.5 m kalkig-touige Erde mit Rollstücken von Nuß- bis Kopfgröße und vereinzelt Flyschbruchstücken.

0.5 m	Lehm mit tertiären Rollstücken, darunter vereinzelt Quarzgeröllen (an manchen Stellen fehlt dieses Schichtglied).
0.5 m	Lehm mit Bruchstücken der Flyschzone und wenigen Rollstücken.
0.2 m	Schwemmsand.
1—1½ m	rote und graue verkrustete, tonige Sande mit Linsen von reinem bituminösem Lehm; mancherorts mit vereinzelt Schotterstücken.

### Der Aufschluß im Goldergraben.

Zum jüngeren Diluvium gehören außerdem noch die Ablagerungen, die im Goldergraben (ein dem Klausgraben westlich benachbartes kurzes Tälchen) erschlossen sind und in einem gelbbraunen, krümeligen, verkrusteten Sande neben reichlichen Bruchstücken der Flyschzone noch vereinzelt Rollstücke der Tertiärschottermassen beherbergen.

An der rechten Seite erregt eine senkrechte Lößwand mit reicher Conchylienfauna, Niströhren von Eulen und ungezählten Hymenopteren-Fluglöchern unsere Aufmerksamkeit. Man beachte Photo *b* auf Tafel III.

An Conchylien konnten festgestellt werden:

- Arianta arbustorum* Lin.
- Fruticicola hispida* Lin.
- Euomphalia strigella* Drap.
- Phenocolimax diaphanus* Drap.
- Phenocolimax pellucidus* Müll.
- Abida seccae* Drap.
- Abida frumentum* Drap.
- Clausilia dubia* var. Drap.
- Laciniaria biphcata* Montagu.

### c) Die Lößablagerungen.

Während bis in die jüngste Zeit für Lößbildungen und Lößverwehungen fast ausschließlich nur die Interglazialzeiten verantwortlich gemacht wurden, versucht eine Gruppe führender Forscher der Gegenwart, wie Penck, Bayer, Obermaier und Götzingen, sie auf Grund vergleichender Studien und paläolithischer Artefakte in die Glazialzeiten selbst zu verlegen.

Diese Artefakte finden sich nämlich in Niederdonau fast immer nur im Löß der jüngeren Eiszeiten und gehören dem sogenannten „Aggsbachien“ an (obere Stufe des Aurignacien, siehe Gliederung des Quartärs).

Eine einzige Ausnahme bilden lediglich die Ablagerungen von Willendorf in der Wachau, in denen die Artefakte noch bis in die nächstältere Laimenzone hinabreichen.

Götzingen erklärt nun die Lößbildung folgendermaßen:

„Als beim kalten Klima der Eiszeiten die Gletscher der Alpen weit ins Vorland stießen, schütteten die gewaltigen Schmelzwasserströme mächtige Schotter- und Sandflächen auf, und dort, wo die Strömung eine schwächere war (oder während der sommerlichen Hochwasserfluten), wurden auch beträchtliche Schlammassen abgesetzt. Aus diesen wurden im trockenen, kalten Klima (durch Frost aufgelockert) die feinsten Teilchen als Lößstaub auf die umgebende Landschaft geweht.“

Es begann also Lößbildung immer mit dem Beginn des Vorstoßes der Gletscher einer Eiszeit. Sie erreichte während des Hochstandes der Eiszeit ihren Höhepunkt und flaute auch mit dem Zurückziehen der Gletscher wieder

ab. Der typische Löß Niederdonaus ist also hauptsächlich ein Produkt der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit) und nach obigem Autor älter als beiläufig 15.000 Jahre.

### Löß-Osthang / Skizze

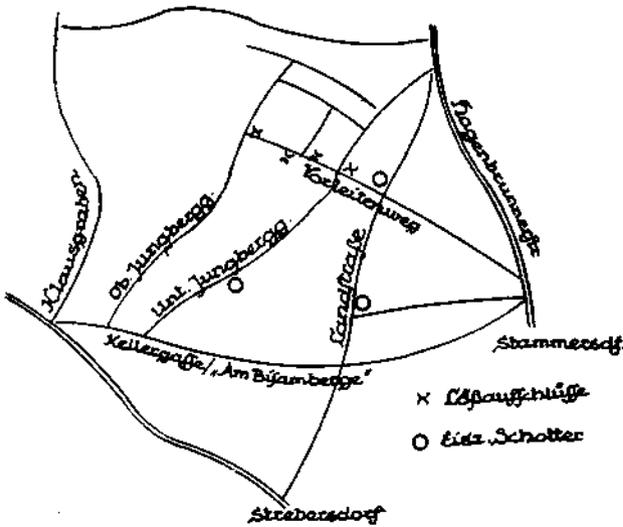


Abb. 2.

### Laimenzone / Wiestalgraben

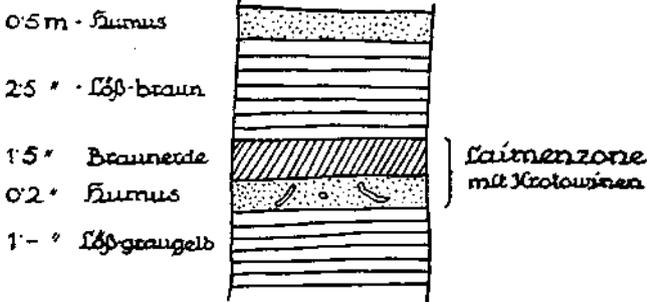


Abb. 3.

Da nun das Bisamberggebiet an einer einzigen Stelle eine schöne, charakteristische Laimenzone aufweist, müßte nach der gebräuchlichen Auffassung die Hauptmasse der Lößablagerungen auch hier der Würm-Eiszeit zugerechnet werden. Die vergleichende Prähistorik (an Artefakten nur jung-paläolithische

und neolithische Typen vom Tardenoisientyp aufwärts) legt jedoch eine postglaziale Beurteilung nahe. Nur die untersten Partien dürften der letzten Eiszeit, dem Würm, angehören.

Die Laimenzone befindet sich in der Wiestalgasse (Autostraße von Stammersdorf zum Sender) in einer Höhe von 255 *m* und zeigt nachstehendes Profil (Abb. 3):

	0·5 <i>m</i> Humus
	2·5 <i>m</i> Löß, braun
Laimenzone	{ 1·5 <i>m</i> Braunerde
mit Krotowinen	{ 0·2 <i>m</i> Humus
	1 <i>m</i> Löß, graugelb.

Anmerkung: Mehrere Forscher, unter ihnen Obermaier, sind der Meinung, daß diesen Laimenzonen ein besonderer Wert zwecks geologischer Altersbestimmung überhaupt nicht zugebilligt werden kann (Obermaier, 1911, S. 50).

Welches auch immer die Vorbedingungen und Zeiten der Lößbildung waren, auf jeden Fall sind diese Sedimente Bestandteile jener Schlamm-massen, die durch die gewaltigen Schmelzwasserströme der Glazialzeit jedes Jahr, durch Jahrtausende hindurch in den Niederungen des pannonischen Beckens abgelagert wurden und dann, nach dem Rückzuge des Wassers in den Herbst- und vielleicht auch ersten, schneelosen Wintermonaten durch die einsetzenden SO-Winde getrocknet und fortgeführt, als feiner Staubregen an den Luvseiten der Hügel und Berge (in unserem Falle O- und SO-Seiten) ihren Niederschlag fanden.

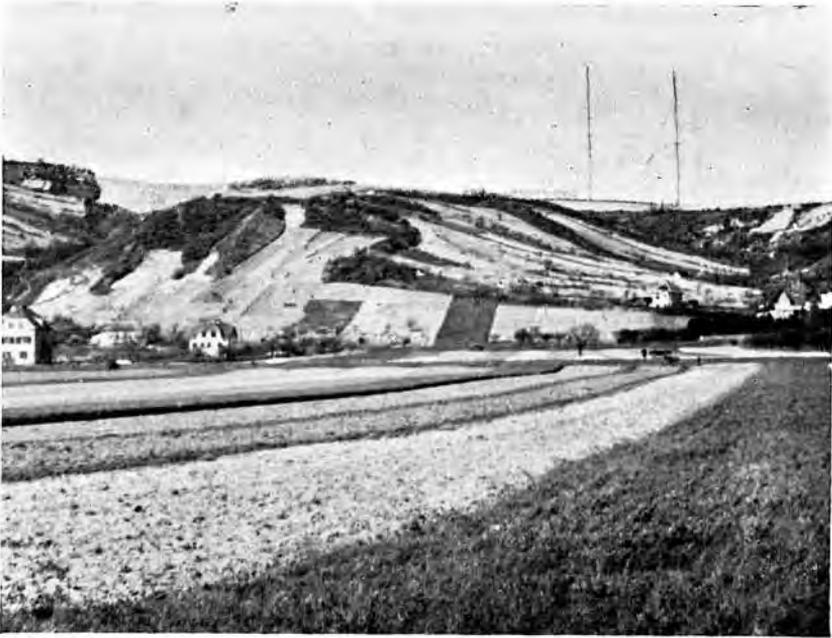
Auf solche Weise erklären sich auch die gewaltigen Lößanhäufungen von 10 bis 20 *m* Mächtigkeit an der O-Seite des Bisamberges oder, wenn es sich um Quertäler (normal zur Windrichtung verlaufende) handelt, an der westlichen Talseite. Aber auch von W oder NW kommende Winde müssen den Hängen der anderen Seite nicht unerhebliche Staubmassen zugeführt haben, wie z. B. die Ablagerungen nordwestlich der Elisabethhöhe, auf dem Galgenberge und entlang der ganzen N- und NO-Seite vermuten lassen. Auf jeden Fall aber treten diese letzteren betreffs ihrer Mächtigkeit gegen die des O weit zurück.

Die Lößbedeckung des O-Hanges läßt in ihrem gegliederten Aufbau drei verschiedene Ablagerungszeiten erkennen, die in zirka  $\frac{1}{2}$ —1 *m* mächtigen dazwischengeschalteten diluvialen Schuttlagen, zum Großteil aus Flyschbruchstücken bestehend, zum Ausdruck kommen. Nur die unterste Grenzschicht zeigt mancherorts eiszeitliche Schotter — Deckenschotter.

Die unterste Zone repräsentiert den durch Verwitterung und Druck in Lehm übergegangenen Löß — Lößlehm. Seine Mächtigkeit dürfte 4—5 *m* sein.

Die deutlich wahrnehmbare horizontale Schichtung der nächsten, versinnlicht durch streifenartige Infiltration mit Eisenoxydlösung, ist wohl als Werk des Wassers bei nachträglichen Überflutungen anzusehen.

Endlich die dritte, oberste Zone, die nur ungeschichteten Löß aufweist, verkörpert ihrer reichlichen, natürlichen Nährstoffe wegen den eigentlichen Kulturboden.



a) Südansicht des Bisamberges nächst Strebersdorf, links Goldergraben, rechts Klausgraben.



Phot. Arnberger.

b) Miozäne Blockschotter, Klausgrabenschotter. Unterhalb der Senderanlage.



Phot. Arnberger.

a) Verwitterte Mergelbank mit aufgelagerten Schottern. Unter Elisabethhöhe, P 300.



Phot. Arnberger.

b) Lößwand im Goldergraben mit Niströhren von Eulen und Hymenopterenfluglöchern.

In die Lößbedeckung des O-Hanges, der sich gegen das Marchfeld zu allmählich verflacht, sind tiefe Hohlwege mit beiderseitig steilen, oft 8—10 m hohen Lößwänden, Racheln genannt, eingeschnitten. Die von W nach O verlaufenden Hohlwege sollen im folgenden als Längs- und die senkrecht dazu als Querracheln bezeichnet werden.

Bergwärts gerechnet wäre dann die Landstraße die erste Querrachel und der Vorleitenweg die erste Längsrachel (vgl. Abb. 2 und 3).

Die technischen Vorteile der steilen Lößwände weiß nicht nur der Mensch zu würdigen (Keller und Unterstände), sondern auch verschiedene Vogelarten, wie Eulen, Drosseln, Meisen, Rotschwänzchen u. a. benützen sie zur Anlage von Schlafröhren und Nistgelegenheiten.

Aber auch Hymenopterenarten, ihnen voran Grabbielen und Grabwespen, durchsieben die sonnwendigen, wettergeschützten Lößwände mit ihren Tausenden und Abertausenden von Fluglöchern und begründen die charakteristische Umwelt der Lößlandschaft (vergleiche hiezu die Studie von Roller Herma, „Die Hymenopteren der Lößwände, 1936“).

Zum besseren Verständnis des Geländes sei es gestattet, aus dem ganzen Komplex von Racheln nur die tiefsten, bestaufgeschlossenen herauszuheben und einige Profile folgen zu lassen.

#### Erste Längsrachel, Vorleitenweg.

(Kreuzung mit der Landstraße.)

- 0.5 m Kulturboden.
- 2.5 m Löß mit Lößschnecken.
- 1.0 m Schutt; der Hauptsache nach kleine Flyschbruchstücke.
- 2.0 m Löß mit Lößschnecken.
- 2.0 m eiszeitliche Schotter, Plattelschotter mit zirka 60% Quarz.

#### Vorleitenweg, erste Querverbindungs-rachel.

- 0.5 m Kulturboden.
- 5—6 m Löß mit Lößschnecken, dazwischen dünne, eingeschwemmte Schuttlagen.
- 1—2 m lößartiger, stark gequetschter Lehm, Lößlehm.

#### Vorleitenweg, zweite Querverbindungs-rachel.

(Kelleraufschluß, Kote 225.)

- 0.5 m Kulturboden.
- 4 m Löß mit Lößschnecken.
- 0.5 m Schuttlage aus kleinen Flyschbruchstücken bestehend, mit vereinzelt Kalk- und Quarzgeröllen.
- 0.1 m Kalkmehl, Kreide.
- 3—4 m fetter, gelbbrauner Lehm, Lößlehm.

#### Vorleitenweg, Einmündung der oberen Jungenberggasse (Kote 230).

- 0.5 m Kulturboden.
- 3.0 m Löß mit Lößschnecken.
- 0.5 m gelber, rescher Kies; an der Basis ein grüner Tegel.

#### Landstraße, Ausgang.

(Bei Strebersdorf.)

- 0.5 m Kulturboden.
- 2.0 m lößartiger Sand ohne Lößschnecken.
- 1—2 m eiszeitliche Schotter mit zirka 60% Quarz.

An Lößconchylien konnten gefunden werden:

Vorleitenweg und Umgebung.

*Arianta arbustorum* Lin.  
*Fruticicola hispida* Lin.  
 „ *conica* Jeffr.  
*Euomphalia strigella* Drap.  
*Vallonia costata* Müll.  
 „ *pulchella* Müll.  
*Vitrea cristallina* Müll.  
*Punctum pygmaeum* Drap.  
*Goniodiscus ruderatus* Stud.  
*Abida secale* Drap.  
*Clausilia dubia* Drap.  
 „ *elongata* Cless.  
*Pupilla muscorum* Müll.  
*Pupilla* sp.  
*Jamania tridens* Müll.  
*Succinea oblonga* Drap.  
*Cochlicopa lubrica* Müll.

Burleiten, S-Hang oberhalb der Kirche von Langenzersdorf.

*Retinella hiulea* Jan.  
 „ *nitens* Michaud  
*Euomphalia strigella* Drap.  
*Fruticicola montana* Stud.  
*Poehla cellaria* Müll.  
*Abida secale* Drap.  
*Succinea oblonga* Drap.

Lößanalyse.

Die Lößproben wurden einem Profil des O-Hanges (Vorleitenweg) von je drei zu drei Meter entnommen, wobei die unterste dem Lößlehm und die oberste, erste, die ungefähr 1 m von der Oberfläche entfernt war, dem ungeschichteten Löß angehörte. Die Analysen wurden in liebenswürdigster Weise vom Herrn Vorstand der bodenkundlichen chemischen Versuchsanstalt, Herrn Ing. Dr. Robert Dietz, durchgeführt, wofür Herrn Ingenieur hiemit bestens gedankt sei.

	Probe I ungesch. Löß	Probe II	Probe III Lößlehm.
SiO .....	48·91%	44·58%	51·49%
CaO (soweit an CO <sub>2</sub> gebunden) .....	17·96%	11·50%	3·75%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> und Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19·71%	20·09%	21·28%
MgO .....	2·72%	3·81%	4·53%
K (Gesamtkali) .....	0·43%	0·51%	0·50%
Gesamtphosphorsäure .....	0·14%	0·13%	0·14%
N .....	0·04%	0·05%	0·06%

Alle drei Proben sind manganhaltig, wobei Probe II am meisten davon enthält.

#### IV. Morphologische und tektonische Beobachtungen.

Abgesehen von den mannigfachen maritimen Wechselverhältnissen, denen der Bisamberg infolge seiner Lage an der Grenze zweier ausgedehnter Becken-

landschaften unterworfen war, des inneralpinen Wiener Beckens einerseits und des außeralpinen andererseits, und die z. T. seine gegenwärtige Gestaltung bedingten, ist es noch weit mehr sein Bau, der ihm diese Sonderstellung sichert und ihn so als tektonische Einheit erscheinen läßt.

Der Form nach den Typus des echten Plateauberges an sich tragend, zieht von der höchsten Erhebung der Elisabethhöhe (360 m) ein breiter, fast gleich hoher Rücken gegen NO und senkt sich, ohne Unterbrechung durch eine nachweisbare Stufe bis zum Veitsberge (312 m), während eine Abzweigung sich über den Riegelkamm (332 m) zu den Falkenbergen (320 m) erstreckt.

Entsprechend einer verhältnismäßig reichen vertikalen Gliederung im W, N und NO ist auch sein Steilabfall nach diesen Seiten gerichtet (Donautal und Korneuburger Senke), ein allmählicher Übergang ins Marchfeld jedoch ohne nennenswerte Gliederung an seiner O-Seite zu verzeichnen.

Einblick in den inneren Bau der SW- und W-Front (Steilseiten) gewährt ein gut erschlossenes, natürliches Querprofil, dessen Antiklinalfalten in fünf Steinbrüchen sichtbar sind. Leider zeigen aber gerade diese die Tendenz einer starken Drehung, wodurch die Klärung des übrigen Gefüges nicht wenig verschleiert wird.

Schaffer (1927 a, S. 44 u. 67) äußert sich darüber folgendermaßen:

„Nördlich der Donau sehen wir eine starke Zerrüttung des Gefüges schon am Bisamberge, dessen Bau bisher nicht entwirrt ist.“

Schon Steinbruch I, dessen Schichten noch die einheitliche Streichungs- und Fallrichtung aufweisen, u. zw.:

Streichen N—110—W

Fallen S—20—O, Fallwinkel 35°,

zeigt an seinem O-Rande eine verhältnismäßig tiefe Einsattelung, die als Flexion gedeutet werden kann. Die Vermutung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit durch einen flachen Gehängeknick oberhalb dieser Falte und einen jenseits desselben stark abgesunkenen Flügel des NW-Hanges, an dessen Bruchrande die marinen Schichten mit Schotterunterlagerung scharf anstehen. Die Fortsetzung findet diese Verwerfung im Hochfelde (260 m).

Das Hochfeld ist eine breite, dem N-Rande des Berges zwischen Bisamberg-Ort und Veitskirche angelagerte Stufe, die, oberflächlich von Löß überdeckt, doch miozänen Alters sein dürfte. (Ergiebige Fundstelle für jungpaläolithische und neolithische Artefakte.)

Steinbruch II erregt des ständigen Wechsels der Streichungs- und Fallrichtung wegen unsere Aufmerksamkeit. Die Messungen, die hier und in den nächsten Aufschlüssen in west-östlicher Richtung erfolgten, ergaben für die erste westlichste und letzte östlichste, nachstehende Streichungswerte:

N—110—W

u. N—30—W.

Die Schwankungen bewegen sich also hier innerhalb 80°; die Fallrichtungen (aufsteigender und absteigender Antiklinalschenkel vorhanden), zwischen:

N—20—W, Fallwinkel 55°

u. S—60—W, „ 20°.

Steinbruch III repräsentiert nur ein Stück des aufsteigenden Antiklinalschenkels, der Hauptsache nach aus Kalkmergel bestehend, mit vereinzelt, fingerlangen Gipskristallen. Die Schichten streichen nach:

N—60—O

und fallen nach:

N—30—W, Fallwinkel 55°.

Die Schichten in Steinbruch IV und Steinbruch V (ein und dieselbe Antiklinalfalte) lassen eine Drehung um nahezu 45° erkennen. Die Streichungswerte sind folgende:

N—100—W

u. N—60—W.

Die Fallrichtung schwankt zwischen:

N—10—W, Fallwinkel 37°

u. N—30—O, „ 28°.

Nicht weit von Steinbruch V (Rehgraben oder Hohle Gasse) befinden sich zwei Aufschlüsse, deren Schichten fast senkrecht stehen (85°), mit:

N—70—W-Streichen

u. N—20—O-Fallen.

Eine Feststellung darf nicht übergangen werden: Die Schwankungen sind in allen Fällen einheitlich, sie zeigen eine Drehung in gleichem Sinne, sind bei Steinbruch II am stärksten und flauen allmählich gegen O (Steinbruch IV und V) ab.

Und die Ursache davon? Da sei vor allem auf die Begrenzung des Komplexes durch zwei gestörte Linien verwiesen (Einsattelung bei Steinbruch I und Schichtmulde im Gebiet der bunten Mergel und Schiefer?) und auf die lokalen Umwälzungen im Neogen (Niederbruch des Alpen-Karpathen-Bogens und der Korneuhurger Senke). Ein so gewaltiges tektonisches Geschehen wie das erwähnte kann unmöglich ohne Einfluß auf die stehengebliebene Scholle gewesen sein.

Auch Schaffer scheint darauf hinzuweisen, wenn er sagt:

„Es hat den Anschein, als ob längs des Korneuhurger Donaubruches, der in SO-NW-Richtung verläuft, der ganze Flügel in derselben Richtung bewegt worden wäre“ (siehe Schaffer, 1927 a, S. 44).

Außer der 200-*m*-Terrasse (Gipfel und Plateau) und der 155-*m*-Terrasse (Magdalenenhof und Veitsberg) kann noch eine 110-*m*-Terrasse entlang des ganzen SW- und W-Hanges vom Goldergraben bis zur Elisabethhöhe verfolgt werden. Obwohl aus mehreren Teilstufen von wechselnder Tiefe bestehend (von der kliffartigen bis zur 300 *m* tiefen Stufe), zeigen doch alle den gleichen genetischen Zusammenhang und teils spurenhafte, teils vollständige Schotterbedeckung. Das Relief dieses Hanges gewinnt noch an rhythmischer Abwechselung durch eine aufgelagerte Bodenwelle im Bereich dieser Terrasse.

Wie schon bei den mediterranen Ablagerungen gesagt wurde, muß die Grenze zwischen Torton und Schotter oberhalb der Jungenberge, die in nordöstlicher Richtung gegen die Wiestalgea zu verläuft, als Bruchlinie angesehen werden. Nicht nur, daß sie unnatürlich scharf ist, erhärtet sie den tektonischen Charakter noch durch stark gequetschte Gerölle. Auch Kupper und Bobies (1927, S. 219—220) erkannten sie als solche. Unter-

halb dieser Linie konnten die fossilführenden Ablagerungen an sechs Stellen, die letzte in der Wiestalgasse, ermittelt werden, wodurch die mit einigem Vorbehalt erwähnte zweite tektonische Linie im Gebiete der bunten Mergel und Schiefer (Schichtmulde zwischen Riegelkamm und Lanerberg) als erwiesen gelten kann.

Ein zweiter kürzerer Gehängeknick befindet sich an der rechten und zum Teil auch linken Seite der oberen Jungenberggasse.

Ebenso scheint die Begrenzung des Tertiärs in den Wolfsbergen eine Bruchlinie zu sein. Sie wird angedeutet durch die Einsattelung, die den südöstlichen Hügel vom Veitsberge trennt, biegt dann scharf nach O um und bildet dessen N-Begrenzung. Der in Frage stehende, weit nach SO vorgeschobene Berg wird dadurch umrahmt und gleichsam abgeschnürt. Während jenseits des Sattels keine Spur einer tertiären Ablagerung gefunden werden kann, ist die Begrenzungsrinne im N tief in die marinen Sande eingeschnitten. Fast unmittelbar darüber, kaum 300 m entfernt, steigt jedoch schon wieder Flysch aus den feinen Sedimenten steil empor. Die Begrenzung zwischen ihm und den marinen Sanden ist also auch hier eine äußerst scharfe. Küpper und Bohies (1927, S. 220).

Es darf jedoch nicht den Schein erwecken, als wären die Sedimente zu beiden Seiten der Rinne durchwegs marine Sande! So wie die meisten Tälchen des S-, W- und z. T. auch N-Hanges wurden auch diese jungdiluvial ausgefüllt und dann erneut eingeschnitten.

In der Talsenke zwischen Bisamberg-N-Rand und Klein-Engersdorf streicht gegen den Hagenbrunner Sattel zu eine Bodenwelle von zirka 216 m Höhe (Mühlfeld), die Spuren einer ehemaligen Schotterbedeckung erkennen läßt.

Auch die Tälchen des Berges scheinen tektonischen Ursprunges zu sein.

1. Die Donau mit ihrer gewaltigen erosiven Kraft hat sich seit ihrem „Durchbruch“ im Unter-Pliozän um zirka 200 m eingesenkt, seit dem Diluvium um 15 m.

2. Fast alle und unter diesen wieder die tiefsten Tälchen (100—120 m) befinden sich entlang des S-, W- und N-Hanges, also an einer, der Stromrichtung entgegengesetzten Seite.

Schon daraus erhellt zur Genüge, daß die Donau weder für die Tälchen noch für die Gipfelschotter verantwortlich gemacht werden kann. Aber auch die verhältnismäßig kurze Spanne Zeit einer mutmaßlich stattgefundenen erosiven Tätigkeit in der Höhe der 360-m-Isopyse, verschwindend im Vergleich zu jener vom Pliozän bis heute, genügte nicht. Ebenso wenig können die armseligen Wasseradern unserer Tälchen in Betracht kommen, die nicht einmal die vorhandenen Siedlungen mit Wasser zu versorgen vermögen.

Alles spricht für den tektonischen Charakter, zum mindesten sind sie tektonisch vorgebildet.

## V. Die stratigraphische Stellung des Flysches an Hand seiner Lebensspuren.

### Neue Fossilfunde.

Im Lichte biostratigraphischer Beobachtungen und Vergleiche muß dem Bisamberg eine Art Sonderstellung zuerkannt werden.

Aufgebaut aus den Ablagerungen der Oberkreide (Kahlenberger Schichten), hat die untereoäne Greifensteiner Decke, die, den Gipfel des Tradenberges schneidend, sich nordostwärts erstreckt, an der Gestaltung des eigentlichen Berges keinen Anteil genommen. Die flache Mulde lediglich, die von der Lang-Enzersdorfer Kirche über den Magdalenenhof verläuft und den Lanerberg vom Riegelkamm trennt, gehört einer jüngeren Zeit an. Es ist die Zone der bunten Mergel und Schiefer, die landschaftlich deutlich hervortritt. Wegen des weichen, leicht verwitternden Gesteins bilden solche Gebiete vielfach Tiefenlinien und Mulden, in denen Quellen zutage treten — Quellenhorizonte. Auch die „Krotenschwemm“ des Magdalenenhofes gehört dieser Furche an. Die Bezeichnung „bunt“ führen sie nach ihrer bald schwarzen, bald roten Färbung, die sie nach ihrer Verwitterung den Äckern verleihen, wie z. B. die roten Äcker beim Magdalenenhofe und an verschiedenen Stellen des Lanerberges. Die rechte Seite der Mulde ist jedoch von härterem Gestein derselben Epoche — Glaukonit-Eozän — unterlagert, wie daselbst auftretende Lese-Steine dartun.

Die Mulde ist nach C. M. Paul (1898, S. 84, 85 u. 91) die Fortsetzung des Kahlenbergdorfer Gesteinskomplexes.

Paul und Hassinger lassen sie als Antiklinalaufbruch vom Inoceramenflysch der Oberkreide überlagert werden, versetzen also diese bunten Schiefer zum mindesten in die Unterkreide. Dagegen hat Schaffer in seinem „Geologischen Führer I“ an der liegenden Falte des Leopoldsberges deren alt-tertiäres Alter nachgewiesen, was J. Jaeger durch Fossilfunde bestätigt; auch Göttinger schließt sich dieser Ansicht an.

Lithologisch differenzieren sich die Oberkreideschichten des Bisamberges in folgende Typen:

1. Feinkörnige, blaugraue, harte Kalksandsteine; hie und da mit eingelagerten Kohlenpartikelchen.
  2. Grobkörnige Sandsteine mit Tongallen; zuweilen mit Inoceramen oder Inoceramenresten.
  3. Mürbsandsteine mit Tongallen; auf den Schichtflächen oft mit Pflanzenhäcksel.
  4. Kalkmergel vom feinkörnigen Zementmergel mit Chondriten (Chondritenmergel) bis zum gröberen Flyschmergel mit Inoceramen (Inoceramenmergel).
  5. Mergelschiefer mit Chondriten.
  6. Ruinenmergel — „Ruinenmarmor“.
- Regional herrscht bald die eine, bald die andere Art vor.

#### **Neue Fossilfunde im oberkretazeischen Flysch des Bisamberges.**

Die Fossilien der Oberkreideformation und die auf den Schichtflächen derselben vorkommenden Flyschwülste und Fährten wurden schon des öfteren von namhaften Forschern, wie: H. Keller (1883), Th. Fuchs (1895 u. 1904), W. Petraschek (1906), R. Richter (1924 u. 1927), H. Vettors (1925) und O. Abel (1929 u. 1930) diskutiert; am eingehendsten jedoch und zu wiederholten Malen von Bergrat Dr. G. Göttinger, z. T. in Gemeinschaft mit H. Becker.

Götzingen ist es unter anderem zu danken, daß verschiedene, unter dem Namen „Hieroglyphen“ bekannte problematische Lebensspuren ihre Aufklärung fanden und an der Klarstellung anderer eifrigst gearbeitet wird.

Außer den von letztgenanntem Forscher publizierten Flyschfossilien, Bohrgängen und Fährten der Oberkreide, wie:

- |               |   |
|---------------|---|
| Pflanzenreste | Pflanzenhäcksel<br>Kohlenschmitzchen<br>Kohlenstückchen   |
| Bohrgängen    | <i>Chondrites forma furcatus</i> Brong.<br><i>Chondrites forma intricatus</i> Brong.<br><i>Cylindrites funalis</i> Mass.<br><i>Taenidium</i><br>Helminthoiden<br><i>Daimon helix</i><br>Wurmgänge mit Riffen, wohl von einer der rezenten „ <i>Glycera tessellata</i> “ nahestehenden Art   |
| Hieroglyphen  | <i>Paleodictyon</i> usw.  |
| Kriechspuren  | von Gastropoden, Schleifspuren  |
| Fossilien     | Schalentrümmer von <i>Pinna</i> oder <i>Perna</i><br><i>Ostrea cf. minuta</i><br><i>Cardien</i> sp.<br>Inoceramen, <i>Inoceramus crispus</i> Mant.<br><i>Inoceramus bronniarti</i> Som.<br><i>Inoceramus labiatus</i> Schloth.<br>Schalenfragmente<br>Koprolithen mit Schalenfragmenten<br>Steinkerne von Inoceramen<br>Abdrücke von Inoceramen |
|               | Aptychen  |

glückte es dem Autor, an einer ganz besonders günstigen Stelle der oberkreidischen Flyschablagerungen im Gebiete des Bisamberges (großer Steinbruch, Egerweg) neue fossile Formen aufzufinden, ohne daß es bis jetzt gelungen wäre, deren Zugehörigkeit einwandfrei festzustellen. Die in Frage stehenden Petrefakten bestehen fast durchwegs aus einzelnen plattgedrückten, perlschnurartig aneinandergereihten Gliedern, die, oberflächlich betrachtet, den Eindruck von Bandwurmketten erwecken. Der äußere Panzer der zum Großteil gut erhaltenen Exemplare scheint aus Kieselsäure aufgebaut oder doch stark verkieselt zu sein und ist strukturlos. Der Inhalt dieser Kieselhülle ist jeweilig eine tiefschwarze, kohlenähnliche Masse, die, mikroskopisch betrachtet, auf mehrere Lagen hinzuweisen scheint.

Die Form der Einzelglieder berücksichtigend, müßte man diesen zweifelhaften Stücken eine Vierteilung zugrunde legen, obwohl, mit einer einzigen Ausnahme, alle durch gleiche Hülle und gleichen Inhalt charakterisiert sind.

Die eine Art (Nr. 1, Tafel XXIV, *a* und *b*) besteht aus Gliedern, die eine mehr oder weniger elliptische Form mit einer Achsenlänge von 4:8 mm aufweisen und mit einer kräftigen, widerstandsfähigen Kieselhülle von grauer Farbe versehen sind. Ich fand sie in Kolonien bis zu sechs Stück vereinigt; es dürften ursprünglich deren aber mehr gewesen sein, da immer auch Einzel Exemplare auftreten, die wahrscheinlich durch Druck abgetrennt worden sind.

Die einzelnen Glieder der zweiten Art (Nr. 2, Tafel XXV) haben bei einer Länge von 4 bis 5 und einer Breite von 1 bis 1½ mm eine mehr zylindrische

Form, charakterisieren sich durch eine zartere Kieselhülle und eine ins Gelbbraune gehende Farbe. Auch sie lebten in Kolonien von je 4—5 Einzelstücken. Ich fand weder abgetrennte Glieder noch auch konnte ich Kohlensubstanz feststellen. Sie sind aller Wahrscheinlichkeit nach, falls es sich um Wurmfragmente handeln sollte, Erdschürfer gewesen.

Die dritte Art (Nr. 3, Taf XXV, *a* und *b*) setzt sich aus rundlichen Individuen zusammen, die gleichfalls einzeln oder auch in Kolonien gelebt haben. Sie zeigen einen peripheren Wulst und eine zentrale Vertiefung, stimmen aber sonst betreffs Kieselhülle und Inhalt mit Nr. 1 überein. Der Durchmesser der Einzelglieder wechselt zwischen 2 und 3 *mm*. Das Merkwürdige an dieser Art ist, daß große, wahrscheinlich reife Exemplare auf der Oberfläche mit kleinen in der Mitte vertieften Ringelchen versehen sind, die an Saugnäpfchen erinnern; ich deute sie als Sprossungen.

Die vierte Art (Nr. 4, Tafel XXV) dürfte wohl mit den von Göttinger erwähnten, in medianer Richtung zusammengedrückten Wurmröhren identisch sein, deren Vorkommen in der Oberkreide bis jetzt zweifelhaft war. Sie sind zarter gebaut als die in den Greifensteiner Schichten, tragen aber sonst alle Merkmale derselben an sich. Der Autor wäre geneigt, sie als Stielfragmente einer Kalkalge der Siphoneengruppe anzusehen, vielleicht der rezenten *Acetabularia mediterranea* nahestehend.

Ein recht seltenes Exemplar aus diesem Steinbruch ist das verkieselte Gehäuse einer kleinen Polychaetenart, wohl der rezenten *Spirorbis nautiloides* identisch oder zum mindesten nahe verwandt.

Einige biologisch-morphologische Erwägungen.

*a*) Für die Zugehörigkeit der Gruppe 1, 2 und vielleicht auch 3 zur Klasse der Würmer sprechen der Habitus und die ganze Art des Vorkommens; dagegen der starre strukturlose Kieselpanzer und die lagenartige Kohlenschichte, die obigenfalls höchstens in einem hauchartigen Anflug vertreten sein könnte.

*b*) Vielleicht sind es Eier, deren Schalen nachträglich durch Infiltration verkieselt wurden? Auch in diesem Falle steht die Kohlenmenge zur allfälligen Möglichkeit in keinem Verhältnisse. Ebenso dürfte die Erklärung der Kettenform und Fossilisation auf Schwierigkeiten stoßen.

*c*) Oder Samen? Bei Samen rückt wohl die Menge der Kohle in den Bereich des Annehmbaren, nicht aber die Kettenform und die strukturlose Hülle.

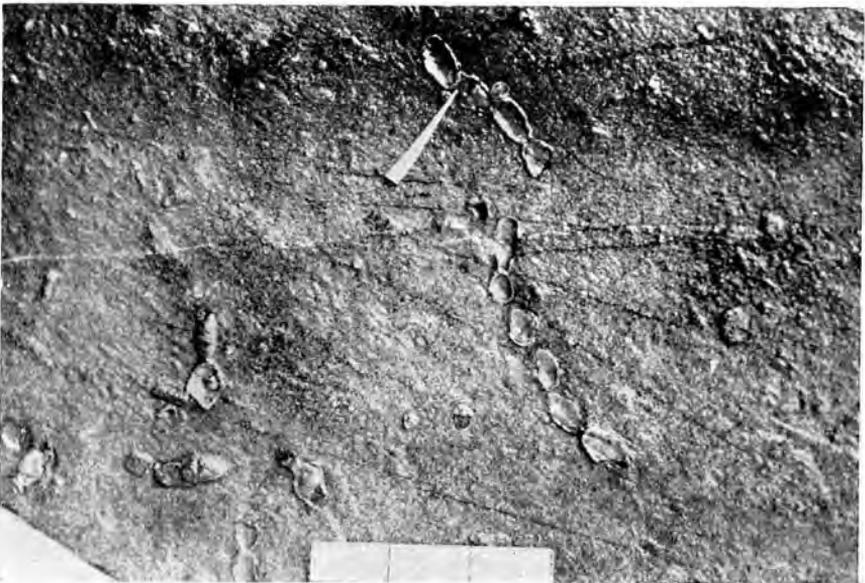
*d*) Die weitestgehende Aussicht bietet einzig und allein eine Überprüfung in der Richtung der Kalkalgen. Außer der beträchtlichen Kohlenschichte sprechen noch die Einzelstücke und die Fortpflanzung durch Sprossung dafür. Ob es sich dabei aber um neue, bis jetzt unhekannte Formen handelt, oder ob sie gewissen rezenten einzugliedern sein werden, muß dem Urteile der Fachwissenschaft überlassen bleiben. Ein Hinweis auf die rezente *Halimeda tuna* aus der Gruppe der *Siphoneen*, der sie nicht allzu fernstehen dürften, sei jedoch gestattet.

Die Stücke wurden mehreren Wissenschaftlern, unter ihnen auch Herrn Universitätsprofessor Dr. J. Pia und Herrn Dr. Holly, vorgelegt, die schließlich nach längerer gemeinsamer Überprüfung den eingeschlagenen Weg als richtig erkannten. Ich benütze diese Gelegenheit, genannten Herren nochmals herzlichst zu danken.

Problematische Lebensspuren, Steinbruch V. (Egerweg.)



Form 1a



Form 1b.

Phot. Arnberger.

Problematische Lebensspuren, Steinbruch V. (Egerweg.)



Form Nr. 3a.

Phot. Arnberger.

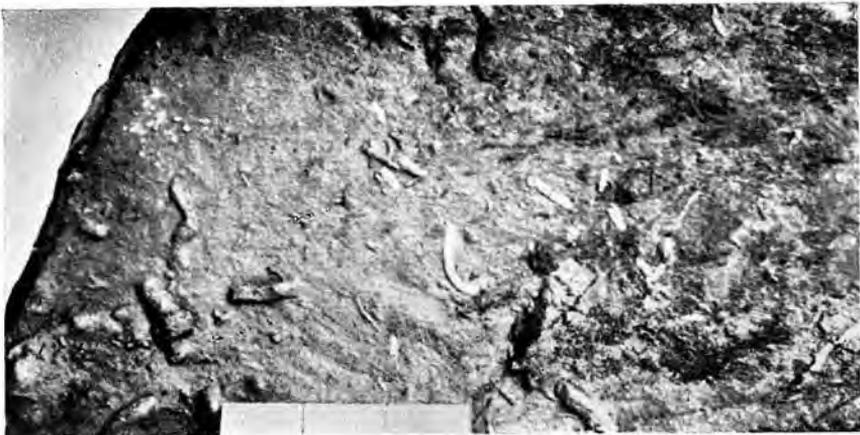


Form Nr. 2.



Form Nr. 3b.

Phot. Arnberger.



Form Nr. 4.

Phot. Arnberger.

## VI. Kurze Zusammenfassung.

Unser Heimatberg, fast zur Gänze im Gebiet der Oberkreide (Kahlenberger Schichten) gelegen, wurde im Laufe der Jahrtausende verschiedentlich überdeckt; einmal von marinen Ablagerungen, uralten Blockschottern des Helvet oder Torton (Elisabethhöhe, Gamshöhe, Lanerberg samt Senderplateau), in geringeren Höhen (240—250 m) von feineren fossilführenden Sedimenten dieser Meere (NW-Hang, Jungenberge, Wolfsberge), dann von lakustren und limnischen Sanden und Tiegeln mit reichhaltiger fossiler Fauna (Stammersdorf u. Hagenbrunn) und pliozänen Schottern (Gipfel, Plateau, Wolfsberge); schließlich von diluvialem Umschwemmungsschutt, eiszeitlichen Schottern und Löß. Man beachte die geologische Übersichtskarte!

Die Steilhänge an der SW- und W-Front, vom Egerweg bis ungefähr Ortsende Lang-Enzersdorf, lassen infolge eines natürlichen Querprofils Kalksandstein und Kalkmergel erkennen, der auch als Gehängeschutt auf der ganzen Oberfläche des Gebietes nachweisbar ist. Noch bis ins 17. Jahrhundert dicht bewaldet, sind diese Hänge in der Folgezeit, insoweit sie nicht den Weinkulturen erschlossen werden konnten, der Verkarstung erlegen.

Oberhalb dieses Querprofils ziehen sich eine Reihe gut ausgebildeter Terrassen hin mit teils spurenhafter, teils vollständiger Schotterbedeckung, pontische oder Seeterrassen; auch Gipfel, Plateau und Wolfsberge stellen solche Terrassen dar.

Der O-Hang mit seinen schluchtenartigen Einschnitten (Racheln) verkörpert eine charakteristische Lößlandschaft mit selten schöner Lößfauna. Chronologisch gehört dieses Gebiet der Würmzeit an, was durch eine gut ausgebildete Laimenzone mit Krotowinen (Wiestalgasse) dokumentiert wird.

### Literaturverzeichnis.

#### I. Geologischer Teil.

1. Abel O., 1922, Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena.
- Abel O., 1929, Aufklärung der Kriechspuren im Greifensteiner Sandstein. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften.
- Abel O., 1930, Die Fährten der Strandschnecke *Bullia rhodostoma* an der Küste Südafrikas und die Kriechspuren im Greifensteiner Sandstein bei Kierling. Verhandlungen der zoologisch-botanischen Gesellschaft.
2. Becker, 1913, Studien zur Heimatkunde. Deuticke, Wien I.
3. Breier J. F., 1922, Strebersdorfer Heimatbuch. Selbstverlag.
4. Friedl K., 1927, Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. Zeitschrift Petroleum.
- Friedl K., 1930, Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft.
5. Fuchs Th., 1895, Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien.
- Fuchs Th., 1904, Kritische Besprechung einiger Arbeiten über Fucoiden. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt.
6. Götzing G., 1932, Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt.
- Götzing G., 1933, Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wienerwaldes und dessen Untergrund. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft.
- Götzing G., 1934, Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. Senckenbergiana.
7. Haarmann E., 1931, Oszillationstheorie mit kritischen Bemerkungen. Einführende Übersicht. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.
8. Hassinger, 1905, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinen Randgebirgen. Pencks Geographische Abhandlung VIII/3.

9. Keller H., 1883, Inoceramen im Wiener Sandstein von Preßbaum. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt.

10. Kober L., 1926, Geologie der Landschaft um Wien. Julius Springer.

11. Krejci-Graf u. Wenz, 1931, Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.

Krejci-Graf, 1932, Parallelisierung des limnisch-brackischen Pliozäns. Geologische Bundschau, Borntraeger, Berlin.

12. Küpper H., 1924: Mitteilungen über ein Vorkommen der II. Mediterranstufe am Bisamberge. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

13. Küpper H. u. Bobies O. A., 1927, Zur Kenntnis des Bisambergebietes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

14. Obermaier H., 1911, Der Mensch der Vorzeit. Allgemeine Verlagsgesellschaft Berlin-Wien-München.

15. Penck A., 1936, Europa zur letzten Eiszeit. Länderkundliche Forschung. J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart.

16. Petrasehek W., 1906, Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt.

17. Quartärforscher-Konferenz, Internationale, Wien 1936.

a) Göttinger G., Das Quartär im ostmärkischen Vorlandgebiet.

b) Ampferer O., Das Quartär innerhalb der Alpen.

c) Sölch H., Neue Gesichtspunkte zur Glazialmorphologie der ostmärkischen Alpen.

d) Klebelsberg R. v., Die Stadien der Alpengletscher.

18. Richter R., 1924, Zur Deutung rezenter und fossiler Mäander-Figuren. Senckenbergiana.

Richter R., 1927, Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. Paläontologische Zeitschrift.

19. Schaffer F. X., 1924, Geologischer Anschauungsunterricht in der Umgebung Wiens. Deuticke, Wien I.

Schaffer F. X., 1927 a., Geologische Geschichte und Ban der Umgebung Wiens. Deuticke, Wien I.

Schaffer F. X., 1927 b., Das Alter der Schotter des Bisamberges. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Rasumofskygasse.

Schaffer F. X., 1927 c., Der Begriff der miozänen Mediterranstufen ist zu streichen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Rasumofskygasse.

20. Schlesinger G., 1924, Naturkunde von Niederösterreich; Richtlinien für Heimatlehre und Heimatforschung, Deutscher Verlag für Jugend und Volk, Wien I.

21. Schubert R. J., 1913, Über mitteleozäne Nummuliten aus dem mährischen und niederösterreichischen Flysch. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien III.

22. Senft Ferd., 1878, Synopsis der Geognosie, Hahnsche Buchhandlung, Hannover.

23. Stur D., 1894, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. Geologische Reichsanstalt, Wien III.

24. Sueß F. E., 1929, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. 81, Heft 5.

25. Trauth F., 1922, Geologische Beobachtungen im östlichen Wiener Wald. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XV.

Trauth F., 1923, Die geologische Geschichte des Lainzer Tiergartens und seiner näheren Umgebung. In R. Amon, Der Lainzer Tiergarten einst und jetzt. Verlag A. Haase, Wien.

Tranth F., 1928, Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XXI.

26. Vettters H., 1925, Über kretazeische Korallen und andere Fossilreste im nord-alpinen Flysch. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 75.

Vettters H., 1937, Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Geologische Bundesanstalt, Wien III, Rasumofskygasse.

## II. Paläontologischer Teil.

27. Brusina Sp., 1884, Fauna von Agram und Kroatien. Bd. III; Beitrag zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Typographische Gesellschaft, Agram.

Brusina Sp., 1902, *Iconographia molluscorum von Ungarn, Kroatien, Slavonien, Dalmatien etc.* Atlas. Typographische Gesellschaft, Agram.

28. Cossmann M., 1881—1885, *Description d'especes du terrain tertiaire des environs de Paris.* Journ. Conchyliologie, Paris.

29. Geyer G., 1927, *Unsere Land- und Süßwasser-Mollusken.* G. Lutz, Stuttgart.

30. Handmann R., 1882, *Congerienschichten von Kottlingbrunn.* Reichsanstalt Wien.

Handmann R., 1887, *Conchylienfauna von Leobersdorf.* Aschendorffsche Verlagshandlung, Münster.

Handmann R., 1888, *Kurze Beschreibung der häufigsten und wichtigsten Tertiärconchylien des Wiener Beckens.* Aschendorffsche Verlagshandlung, Münster.

31. Hörnes Fried. M., 1870, *Über die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien.* Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt in Wien.

32. Hörnes Fried. M. u. Auinger M., 1879—1891, *Die Gastropoden der Meeresablagerungen in der Österreichisch-ungarischen Monarchie.* Hölder, Wien.

33. Halaváts J., 1904, *Allgemeine und Paläontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns.* Publikation der kgl. ungar. geol. Anstalt, Budapest.

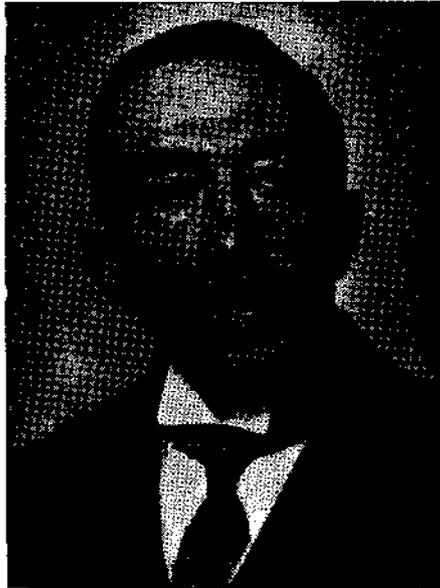
34. Kautsky Fritz, 1928, *Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns.* Bohrtechniker-Zeitung, Wien.

Kautsky Fritz, 1936, *Die Veueriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns.* Bohrtechniker-Zeitung, Wien.

35. Sacco Federico, 1896, *Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria.* Carlo Klausen, Torino.

36. Wenz W., 1923, *Fossilium Catalogus.* W. Junk, Berlin.





*Prof. Dr. Franz Kossmat*

### Franz Kossmat †.

Nach langem, schwerem, geduldig ertragenem Leiden wurde uns am 1. Dezember 1938 Franz Kossmat für immer entrissen!

Kossmat war einer der markantesten und bedeutendsten Vertreter der deutschen Geologie, dessen Name nicht nur in seiner großdeutschen Heimat, sondern auf der ganzen Erde in Fachkreisen hochgeachtet war. Kossmat war mit Leib und Seele seiner Wissenschaft ergeben. Sein ganzes Fühlen und Denken galt dem Fortschritt geologischer Erkenntnis. In unermüdlicher Arbeit und unter Überwindung von mancherlei Widerständen hat er sich schrittweise den Weg zu allgemeiner Anerkennung und Würdigung gebahnt. Trotz vieler Anregungen, die er in seiner Jugend durch bedeutende Forscher, u. a. von dem von ihm stets hochgeschätzten A. Penck, gewonnen hatte, war doch sein wissenschaftlicher Weg ein eigenwilliger, manchmal ein den herrschenden wissenschaftlichen Auffassungen entgegengesetzter. Durch seine Erfahrungen zu bestimmten wissenschaftlichen Erkenntnissen gedrängt, unternahm er es, diese energisch zu vertreten und, wie man im allgemeinen sagen kann, auch erfolgreich durchzusetzen. So ist aus einem

besecheidenen Südalpenforscher und emsigen Naturbeobachter in jüngeren Jahren später ein Führer der deutschen Geologie geworden!

Kossmat hat bis in die letzte Zeit seines Lebens nicht nur an allen Fragen der geologischen Forschung regsten Anteil genommen, sondern auch, als er sich schon in schwer krankem Zustande in die Einsamkeit seines am Völkerschlachtdenkmal in Leipzig gelegenen eigenen Heims zurückgezogen hatte, durch weitere wissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologie neue Wege gewiesen. Sein Hinscheiden hat in der deutschen Naturwissenschaft eine schwer ersetzbare Lücke hinterlassen.

Aus dem reichen Leben F. Kossmat's sollen die folgenden Angaben nur einen kurzen Ausschnitt geben. Kossmat wurde am 22. August 1871 in Wien geboren. Nach Absolvierung des Kommunal-Real- und Obergymnasiums in Wien-Mariahilf bezog er im Jahre 1890 die Universität Wien, um zunächst Geschichte und Geographie, letztere bei A. Penck zu studieren. Aber schon im 3. Semester wandte er sich der Geologie und Paläontologie zu, in welchem Fache damals E. Sueß, Reyer, Wähner und Waagen wirkten. Im Jahre 1894 erfolgte seine Promotion und unmittelbar danach wurde er zum Assistenten am geologischen Universitätsinstitut bestellt. In der Folge nahm er als Mitarbeiter an den Aufnahmen der Geologischen Reichsanstalt in Wien teil. Im Mai 1897 erfolgte seine Anstellung als Sektionsgeologe bei diesem Forschungsinstitute. Kossmat oblag mit großem Eifer den ihm übertragenen geologischen Aufnahmen, speziell in den Karstgebieten der östlichen Südalpen, im Grenzraum zwischen Alpen und dinarischem Gebirge. Die Ergebnisse der Aufnahmen sind in den gedruckten geologischen Kartenblättern Haidenschaft—Adelsberg, Bischofslack—Idria und Tolmein sowie in dem leider ungedruckt gebliebenen Kartenblatt Laihach niedergelegt.

Schon frühzeitig hat sich Kossmat durch Reisen große Länderkenntnisse erworben. Im Jahre 1893 machte er eine Reise ins Erzgebirge, das ihm in späteren Lebensjahren eine Arbeitsstätte werden sollte; 1894 eine Studienreise nach England (Kreideuntersuchungen). Im Jahre 1897 nahm er am internationalen Geologenkongreß in St. Petersburg teil; 1898—1899 erfolgreich an einer halbjährigen Expedition nach Südindien und Sokotra, wofür er von der österreichischen Regierung mit einem hohen Orden ausgezeichnet wurde. Im Jahre 1900 unternahm er eine Reise in die Provence, Pyrenäen, nach Südspanien und Portugal; 1906 studierte er geologische Fragen in den Schweizer Alpen; 1907 sehen wir ihn in Konstantinopel und Trapezunt, 1910 beim internationalen Geologenkongreß in Stockholm, 1912 in Kleinasien.

Im Jahre 1900 habilitierte sich Kossmat als Privatdozent für Geologie an der Universität Wien und hielt seit 1905 auch Vorlesungen an der Hochschule für Bodenkultur in Wien. Nachdem er 1909 mit dem Titel eines a. o. Professors ausgezeichnet worden war, wurde er 1911 als ordentlicher Professor für Geologie und Mineralogie an die Technische Hochschule in Graz berufen, wo er durch zwei Jahre wirkte. Im Jahre 1913 erhielt er gleichzeitig mit der von ihm abgelehnten Berufung als o. Professor an die Universität Graz eine solche an die Universität Leipzig, mit welchem Wirkungskreis auch die Direktion des Sächsischen geologischen Landesamtes verknüpft war. Leipzig wurde nun die Arbeitsstätte seines reiferen Lebens!

Im Kriege wurde Kossmat zum Kriegsgeologen im Range eines Hauptmanns und Majors berufen, wobei sein Betätigungsfeld hauptsächlich Maze-

donien und Serbien, zuletzt Nordfrankreich war. Er kehrte mit reichen wissenschaftlichen Ergebnissen, mit dem eisernen Kreuz ausgezeichnet, heim. Aus dieser Kriegstätigkeit entsprang die von Kossmat an der Universität Leipzig eingeleitete, unter seiner Führung von zahlreichen Mitarbeitern geleitete Balkanforschung.

Im Jahre 1926 nahm Kossmat am internationalen Geologenkongreß in Madrid teil; 1928 reiste er nach Turkestan, welcher Reise seine Kräfte leider nicht mehr ganz gewachsen waren. Nach der Rückkehr erkrankte er und hätte sich in den folgenden Jahren weitgehend schonen sollen. Sein rastloser Geist und seine nie ermüdende Schaffenskraft waren aber jeder Muße abhold.

Im Jahre 1931 wurde ihm das Ehrendoktorat der Technischen Hochschule Wien und in der Folge Ehrenmitgliedschaften in- und ausländischer Akademien verliehen. Da sich sein Gesundheitszustand verschlimmerte, mußte er im Jahre 1934 in den „Ruhestand“ treten. Wenn auch körperlich behindert, setzte er seine wissenschaftliche Tätigkeit mit großem Eifer fort. Das 1936 erschienene Werk „Paläogeographie und Tektonik“ stellt einen schönen Abschluß seines geistigen Schaffens dar.

F. Kossmat war mit Gertrude Fischer v. Traunach, die ihm eine treue Lebensgefährtin war, verheiratet. Der Ehe entsprossen zwei Töchter.

Die wissenschaftlichen Leistungen Kossmat's können hier nur andeutungsweise gewürdigt werden. Den Anfang von Kossmat's wissenschaftlicher Tätigkeit bildeten Untersuchungen von cretacischen Faunen, insbesondere solche über die südindische Kreideformation. Die Früchte seiner geologischen Arbeiten in den östlichen Südalpen und im Karstgebiete hat Kossmat in über 20 Veröffentlichungen niedergelegt, von denen das Werk „Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion“ (1913) besonders hervorzuheben ist. In letzterer Studie hat Kossmat den Versuch unternommen, die Tektonik des südalpin-dinarischen Grenzbereichs von neuartigen Gesichtspunkten aus zu klären und die gewonnenen Erkenntnisse für die Deutung des gesamten Alpenbaues auszuwerten. Seinem großen Interesse auch für geomorphologische Fragen entsprang eine sehr anregende Studie zur Geschichte der adriatischen Wasserscheide (1916).

Die Berufung nach Leipzig bot Kossmat Gelegenheit, sich mit der Tektonik des variskischen Gebirges zu beschäftigen. Die von ihm festgelegten Grundzüge des Gebirgsbaus im sächsischen Erzgebirge, die im erweiterten Rahmen auch in der von ihm verfaßten „Übersicht der Geologie von Sachsen“ (1925) enthalten sind, seine zu neuartigen Erkenntnissen in einem viel studierten Gebiete, im Harz, gelangten Untersuchungen und seine aufhellenden Darlegungen über den variskischen Bau Mitteleuropas („Das Problem der Großüberschiebungen im variskischen Bild Deutschlands“ 1931) haben der tektonischen Erforschung des deutschen Raumes, insbesondere durch Ausbau der Deckenlehre im Bereich der variskischen Gebirgsrümpfe, neue Bahnen gewiesen.

Als Frucht der Betätigung als Kriegsgeologe ist Kossmat's Werk „Geologie der zentralen Balkanhalbinsel“ (1924) anzusehen, in welchem zum ersten Male eine gut fundierte, regionale tektonische Gliederung des Bereiches gegeben wurde.

Besonderes Interesse brachte Kossmat der Auswertung geophysikalischer Ergebnisse für Zwecke der theoretischen Geologie entgegen. Immer wieder hat er sich mit diesen neuen, auch für den Geologen große Aufschlüsse versprechenden Forschungen befaßt. Seine grundlegenden Ideen hat er 1921 in der Arbeit „Die Beziehungen zwischen den Schwereanomalien und dem Bau der Erdrinde“ niedergelegt. Sein schon erwähntes Werk „Paläogeographie und Tektonik“ stellt eine Synthese seiner, in einem an geologischen Erfahrungen überreichen Leben gesammelten Erkenntnisse und eine äußerst wertvolle von großzügigen Gesichtspunkten aus beherrschte und von begründeten Standpunkten des Verfassers tiefdurchdrungene Leistung dar.

Aber auch Fragen der angewandten Geologie haben Kossmat sein Leben lang beschäftigt. Groß ist die Zahl der von ihm verfaßten unveröffentlichten Fachgutachten. Eine Anzahl wertvoller Arbeiten auf praktisch-geologischem Gebiete stammen aus seiner Feder. Noch seine letzte Studie „Sind im verdeckten Teil des variskischen Gebirges noch bauwürdige Lagerstätten zu erhoffen?“ ist einer wichtigen Frage der angewandten Geologie gewidmet.

Außer dieser großen, in Kossmat's Lebensbild in den Vordergrund tretenden Forscherstätigkeit darf seine Persönlichkeit als Lehrer, der zahlreiche tüchtige Geologen zu seinen Schülern zählte, und jene als Direktor des Sächsischen geologischen Landesamtes, dessen Ausgestaltung er sich insbesondere durch Einrichtung des sächsischen Grundwasserdienstes angeeignet ließ, nicht vergessen werden!

Allen, die Kossmat gekannt haben, wird diese impulsive und an allen Fragestellungen der Geologie lebhaft interessierte Persönlichkeit dauernd in Erinnerung bleiben, dankbar eingedenk der vielfachen Anregungen, die sie uns in persönlichen Gesprächen und in ihren Veröffentlichungen zur Abroundung des geologischen Weltbildes geschenkt hat. Kossmat ist von uns geschieden, das Monument aber, das er sich mit seinen Werken selbst errichtet hat, wird in der Geschichte der Geologie unvergänglich bleiben!

A. Winkler-Hermaden.

#### Schriftenverzeichnis von Franz Kossmat.

Über einige Kreideversteinerungen von Gabun. Sitz. Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. K., Bd. CII, A. Abt., 1893.

Die Bedeutung der südindischen Kreideformation für die Beurteilung der geographischen Verhältnisse während der späteren Kreidezeit. Jahrb. d. k. k. G. R. A., Bd. XLIV, 1894.

Untersuchungen über die südindische Kreideformation I. Beitr. z. Pal. Österr.-Ung., Bd. IX, 1895.

Vorläufige Bemerkungen über die Geologie des Nanosgebietes. Verh. d. k. k. G. R. A. Wien, 1896.

Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. Hettners geographische Zeitschr., 1897.

The cretaceous deposits of Pondicherry. Records of the geol. Survey of India, Vol. XXX, Calcutta, 1897.

Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Adelsberg und Planina. Verh. d. k. k. geol. R. A., 1897.

Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. d. k. k. G. R. A., 1898.

Untersuchungen über die südindische Kreideformation. II. u. III. Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, Bd. XI, 1898. S. 1—46 u. 89—152, Taf. 1—8 u. 14—19.

- Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaues von Idria. Jahrb. d. k. k. G. R. A., Bd. XLIX, 1899.
- Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. d. k. k. G. R. A., 1900.
- Über die geologischen Aufnahmen im Tarnowaner Wald. Verh. d. k. k. G. R. A., 1897.
- Geologisches aus dem Bačatale im Küstenlande. Verh. d. k. k. G. R. A., 1901.
- Geologie der Insel Sokotra, Semha und Abd el Kuri. Denkschr. der kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. LXXI, Wien, 1902.
- Über die Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raiblerschichten von Oberlaibach. Verh. d. k. k. G. R. A., 1902.
- Das Gebirge zwischen dem Bačatale und der Wocheiner Save. Verh. d. k. k. G. R. A., 1903.
- Umgebung von Raibl, Kärnten, Exkursionsführer des IX. intern. Geol. Kongresses, Wien, 1903.
- Referat über Diener: Nomadisierende Schubmassen der Ostalpen. Verh. d. k. k. G. R. A., 1904.
- Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes Rendus zum IX. Intern. Geologenkongreß, Wien, 1903.
- Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisern und Pölland in Krain. Verh. d. G. R. A., 1904.
- Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verh. d. k. k. G. R. A., 1905.
- Erläuterungen zur geologischen Karte SW.-Gruppe Nr. 98, Haidenschaft—Adelsberg, 1905.
- Die Manganeisenerzlager von Maczkamezö in Ungarn. Verh. d. k. k. G. R. A., 1905.
- und John: Die Mangan-Eisenerzlager von Maczkamezö in Ungarn. Zeitschr. f. prakt. Geologie, Bd. XIII, Halle, 1905.
- Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jahrb. d. k. k. G. R. A., Bd. LVI, 1906.
- und C. v. John: a) Bemerkungen über die Ammoniten aus den Asphalttschiefern der Bara-Bai; b) über die chemische Beschaffenheit der Asphalttschiefer der Bara-Bai. Neues Jahrb. f. Min usw., Beilage, Bd. XXII, Stuttgart, 1906.
- Geologie des Wocheiner Tunnels und der südlichen Anschlußlinie. Denkschr. d. kais. Ak. d. Wiss., Bd. 82, Wien, 1907.
- Beobachtungen über den Gebirgsbau des mittleren Isonzgebietes. Verh. d. k. k. G. R. A., 1908, Nr. 2/3.
- Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verh. d. k. k. G. R. A., 1909.
- Das Manganeisenerzvorkommen von Mazskamezö, Mitt. d. Wiener Geol. Ges., 1909, Bd. II.
- Über das tektonische Verhältnis zwischen Alpen und Karst. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. II, 1909.
- Die tektonischen Probleme des nördlichen Karstes. Verh. d. k. k. G. R. A., 1910.
- Geologische Untersuchungen in den Erzlagerstätten des Vilajets Trapezunt. Mitt. d. Wr. geol. Ges. Wien, Bd. III, 1910.
- Erläuterungen zur geologischen Karte d. öst.-ung. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 91, Blatt Bischoflack—Idria, 1910.
- Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues. Jahrb. d. k. k. G. R. A., 1911.
- Über die schwedischen Eisenerzlager. Vortrag. Mit. d. Geol. Ges. Wien, 1912.
- Die Arbeit von Kropac: Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaues von Idria. Verh. d. k. k. G. R. A., 1913.
- Reisebericht aus dem Triglavgebiet in Krain. Verh. d. k. k. G. R. A., 1913.
- Beitrag zur Tektonik der Kalisalzlagerstätten von Kalusz, Ostgalizien. Jahrb. d. k. k. G. R. A., 1913.
- Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913.
- Der Triester Karst und seine Gewässer. VII. Jahrg. Ber. d. Freiburger geol. Ges., 1914.
- Paläogeographie. Geologische Geschichte der Meere und Festländer, Leipzig, Sammlung Göschen, Verlag W. de Gruyter, 1914.
- und Diener: Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna, Jahrb. d. k. k. G. R. A., 1915.
- Übersicht der Geologie Sachsens. Geol. Landesanstalt, Leipzig, 1916.

Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. Zentr.-Bl. f. Min. usw. Stuttgart, 1916.

Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovica, Novipazar und Prijepolje (Altserbien). Ber. d. Sächs. Ak. d. Wiss., Leipzig, Bd. 68, 1916.

Die morphologische Entwicklung des Gebietes im Isonzo- und oberen Savegebiete. Studie zur Geschichte der adriatischen Wasserscheide. Zeitschr. f. Erdkunde, Berlin, 1916.

Die Ergebnisse von Frech's Reisen in Kleinasien. Zeitschr. f. Erdkunde, Berlin, 1917.

Gebirgsbau und Landschaft im Umkreise von Novibazar, Zeitschr. f. Erdkunde, Berlin, 1917.

Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. Ber. d. Sächs. Ak. d. Wiss., Bd. 70, 1918.

Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Aus: Die Kriegsschauplätze 1914—1918, Heft 12, 1918.

Richard Beck, Nekrolog. Ber. d. math.-physk. Kl. d. Sächs. Ak. d. Wiss., Leipzig, Bd. 71, 1919.

Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtsanzstand der Erdrinde. Abh. d. sächs. Ak. d. Wiss. Leipzig, 1921.

Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geol. Rundschau, Bd. XII, 1921.

Erörterungen zu A. Wegeners Theorie der Kontinentalverschiebungen. Zeitschr. f. Erdk. Berlin, 1921.

Beiträge zur Kenntnis der Lausitzer Störung und ihrer Vorgeschichte. Ber. d. Sächs. Ak. d. Wiss. Leipzig, Bd. 74, 1922.

— und Pietzsch: Einleitende Bemerkungen zur Exkursion der geologischen Vereinigung in das sächsische Granulitgebiet, Frankenberger Zwischengebirge und Erzgebirge. Geol. Rundschau, 1922.

Tektonische Probleme in der erzgebirgischen Schieferhülle. Geol. Rundschau, 1923.

Paläogeographie. Berlin, 1924, 2. Aufl.

Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rundschau, Bd. 15, 1924.

Walter Penck., Zentralbl. f. Min. usw., Stuttgart, 1924.

Bemerkungen zur Entwicklung des Dinaridenproblems. Geol. Rundschau, Bd. XV, 1924.

Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im variskischen Gebirge Sachsens und der Sudetenländer, Zentralbl. f. Min. usw., Stuttgart, Abt. B, 1925.

Übersicht der Geologie von Sachsen. 2. Aufl., Leipzig, 1925.

Der eurasiatische Kettengebirgsgürtel. Ein Beitrag zur Erörterung des Problems der tangentialen Krustenverlagerung. Zeitschr. f. Geophysik, Jg. 2, 1926.

Tektonische Bemerkungen zum Isostasieproblem, Ber. d. Sächs. Ak. d. Wiss., Leipzig, Bd. 78, 1926.

Zur Frage der isostatischen Kompensation der Gebirge und Randsenken. Geol. Rundschau, Bd. XVII, 1926.

Balkanforschungen des Geologischen Institutes der Universität Leipzig, 1. Reise, 1926. Einl. Ber. Geol. Rundschau, Bd. XVIII, 1926.

Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Sächs. Geol. Landesamt, Heft 1, Leipzig, 1927.

Ein Problem der Harztektonik: der Überschiebungsbaue des Unterharzes, Zentralbl. f. Min., Abt. B, Stuttgart, 1927.

Balkanforschungen des Geologischen Instituts der Universität Leipzig, 1. Reise, 1926. Das Grenzgebiet zwischen östlichem und zentralem Balkan. Geol. Rundschau, Bd. XVIII, 1927.

Die tektonische Stellung des Gebietes von Elbingerode. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin, Bd. 79, Monatsber. 8—10, 177, 1927.

Zur Frage des Deckenbaues im Harz, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin, Bd. 80, 1928.

Das karbonische Faltengebirge von Mitteleuropa, Comptes rendu des intern. Karbonkongresses (Heerlen). Lüttich, 1928.

Geologische Erläuterungen zur Frage der isostatischen Reduktionsmethoden, Comptes rendu, XIV. intern. Geologenkongreß, Madrid, 1929.

— und Pietzsch. Begleitworte zur geol. Übersichtskarte von Sachsen i. M. 1 : 400.000, Leipzig, 1930.

Das Problem der Großüberschiebungen im variskischen Gebirge Deutschlands. Zentralbl. f. Min., Abt. B, Stuttgart, 1931.

Das Erdbild und seine Veränderungen, Handbuch der Experimentalphysik, Bd. XXV, Heft 2, Leipzig, 1931.

Schwereanomalien und geologischer Bau des Untergrundes im norddeutschen Flachland. Mit einer Karte. Veröffentlichungen des Preuß. geodät. Inst. Neue Folge 106, Potsdam, 1931.

Tektonische und geophysikalische Phänomene in der Ferghana-Region Zentralasiens. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Berlin, Bd. 84, Heft 2, 1932.

— und Born: Die Bedeutung der Gravimetrie für die Geologie. Eine Erwiderung an A. L. Archangelski in Moskau. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1933, Stuttgart.

Besprechungen: Walter Penck. Puna de Atacama, Bergfahrten und Jagden in den Cordilleren von Südamerika. Geol. Rundschau, Berlin, Bd. XXIV, 1933.

Paläogeographie und Tektonik, Berlin, 1936.

Der ophiolitische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Abh. d. Preuß. Ak. d. Wiss., Bd. XXIV, Berlin, 1937.

Sind im verdeckten Teil des variskischen Gebirges noch bauwürdige Lagerstätten zu erhoffen? Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin, Bd. 95, 1938.

Nachtrag zur geologischen Spezialkarte d. öst.-ung. Monarchie. Zone 21. Kol. IX. Blatt Tolmein, 1920.

— und Vettters: Geologische Spezialkarte d. öst.-ung. Monarchie. Zone 14, Kol. XIV. Blatt Wiener Neustadt, 1916.

