

Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes.

Von K. Jüttner.

(Mit einer Karte in Farbendruck und 19 Abbildungen im Text.)

Die vorliegende Karte ist das Ergebnis langjähriger Studien in diesem Gebiete, die sich auf die Zeit meiner beruflichen Tätigkeit in Nikolsburg (von 1909 an bis jetzt) verteilen. Es war mir möglich, eine große Zahl von Aufschlüssen zu studieren, die heute nicht mehr zugänglich sind, und ich kam dadurch in die Lage, den sonst nicht ohne weiteres sichtbaren Untergrund besser kennenzulernen, als es einem Fremden möglich ist, der seine Forschungen im Gelände nur vorübergehend oder durch kurze Zeit betreiben kann. Die im Vorjahre erschienene Arbeit über die geologischen Aufschlüsse zeigt, daß die letzteren ein Netzwerk mit dichten Maschen bilden.*) Rechnet man noch die durch das Brünner Amt für Bodenkunde und Agrometeorologie geöffneten Sonden (siehe die Bemerkung nach Aufschluß 18, a. a. O., S. 378!), die natürlichen Aufschlüsse und jene auf den Kalkbergen (beide Gruppen sind in meine Karte der Aufschlüsse nicht aufgenommen) dazu, so wird das Netz, wenigstens südlich der Thaya, so dicht, daß es zur Anlegung einer geologischen Karte genügt, die auf Vermutungen verzichten und lieber die beobachteten Tatsachen sprechen lassen will. Dagegen besteht ein Mangel meiner Aufnahmen darin, daß ich zur Erkennung der Sedimente nur die petrographische Beschaffenheit und die Makrofauna benutzen konnte. Bei Fehlen der letzteren und petrographischer Ähnlichkeit können dann Sedimente verwechselt werden, zum Beispiel können bei stark vorgeschrittener Zersetzung Auspitzer Mergel, Schlier, bunte Tone und verschiedene neogene Tegel schwer unterschieden werden, desgleichen bei Fehlen von Makrofossilien die verschiedenen neogenen und diluvialen Sande. Aber dieser Mangel haftet derzeit noch den meisten geologischen Karten an, denn eine Untersuchung der Mikrofauna wird doch nur selten durchgeführt. Immerhin sind zukünftige derartige Untersuchungen in meinem Kartengebiete sehr erwünscht.

Die wichtigeren Fundstellen für Makrofossilien wurden in die Karte eingetragen. Im Leithakalk, der ja überall Petrefakten führt, wurden nur

*) Diese im Schrifttumsverzeichnisse unter Nummer 27 angeführte Publikation war ursprünglich als Anhang zu den vorliegenden Erläuterungen gedacht, wurde aber dann schon 1939 im Jahrbuch selbständig veröffentlicht. Die im nachfolgenden zitierten und mit einer Nummer versehenen Aufschlüsse beziehen sich auf die gleiche Arbeit.

die bedeutendsten Stellen bezeichnet, im Jurakalk überhaupt keine, da sich darin Versteinerungen allenthalben, wenn auch nicht besonders häufig finden.

Als topographische Unterlage wurde die alte österreichische Generalstabsaufnahme 1:25.000 benützt. Daraus erklären sich die nicht seltenen orthographischen und andere Fehler in der Beschriftung, deren ich mir wohl bewußt war.

Die photographischen Aufnahmen zu den beigegebenen Abbildungen stammen von Dr. K. MATZKA (Abb. 1, 3, 8) und Dr. ASSIEN BOHMERS (Abb. 2, 9—12, 14—19), beide in Nikolsburg. Herr Bergrat Dr. H. VETTERS stellte in liebenswürdiger Weise seine reichen Erfahrungen zur Verfügung, indem er die endgültige Farbengebung für die Karte durchführte. Allen diesen Mithelfern sei hiermit der beste Dank ausgesprochen.

Das Mesozoikum.

Die ältesten Gesteine unseres Kartengebietes gehören dem Tithon an. Es sind das die älteren Klentnitzer Schichten und der jüngere Ernstbrunner Kalk. Die ersteren wurden auf Grund der Fauna von ABEL (1, S. 7) den Nattheimer Schichten, also dem unteren Tithon gleichgestellt, die letzteren dem Obertithon. Dr. K. MATZKA hat in seiner Dissertationsarbeit unsere Jurafauna neuerlich untersucht. Leider ist die Veröffentlichung noch nicht erfolgt. Die Belegstücke befinden sich größtenteils im Nikolsburger Museum.

Ich habe innerhalb der Klentnitzer Schichten (2, S. 15—17) neun Gesteinstypen unterschieden. Typus 6 ist ein feinkonglomeratisches Sediment, dessen Bestandteile nichts anderes sind wie Ernstbrunner Kalk. Diesem letzteren steht auch Typus 7 sehr nahe und Typus 8 enthält wieder Einlagerungen des Gesteines 7. Ich schließe daraus, daß nur die tieferen Horizonte der Klentnitzer Schichten, nämlich die Typen 1 bis 5 und 9 wirklich älter sind wie der Ernstbrunner Kalk, daß aber die Sedimentierung des letzteren bereits begann, als die höheren Horizonte (Typus 6 bis 8) sich bildeten. Da der Ernstbrunner Kalk eine meist sehr reine, koralligene Ablagerung ist, muß man annehmen, daß Ansätze zur Riffbildung schon im unteren Tithon erfolgten, daß aber die Riffe damals immer wieder durch die zugeführten Schlammassen erstickt wurden. Zuletzt aber, im Obertithon, gelang es den Korallenbauten, sich durchzusetzen.

Die Klentnitzer Schichten sind ebenso wie der Riffkalk des Obertithons eine Strandfazies. Sie bestehen meist aus grauen Mergeln und Mergelkalken, ferner aus einem schwach glaukonitischen grünlichgelben Mergel (Gestein 8), der oft, mit Kalkbrocken und Echinodermenresten vermischt, in eine Breccie übergeht. Ich habe dieselbe wegen des schwachen Glaukonitgehaltes auch „glaukonitische Breccie“ genannt (nicht zu verwechseln mit dem Gestein gleichen Namens bei ABEL, der darunter die tektonische Vermengung von Ernstbrunner Kalkbrocken mit glaukonitischem Kreidesandstein verstand).

Die Fossilien der Klentnitzer Schichten (besonders Echinodermen, Spongien, manchmal auch Brachiopoden) sind häufig, aber durchaus nicht immer, verkieselt. Eigentümlich ist, daß die Verkieselung bei manchen (besonders Muscheln und Ammoniten, von denen der *Perisphinctes scru-*

posus OPPEL nicht selten ist) nie zu beobachten ist. Rhynchonellen, *Apio-crinus*, *Cidariten*-Stacheln, zum Beispiel von *Cidaris*, *Rhabdocidaris*, *Hemcidaris*, sind besonders häufige Leitfossilien.

Oft kommen Knollen und Flasern von durchscheinendem, bräunlichem Hornstein vor. Durch Transport im Wasser (als Gerölle) bekommt derselbe eine schwarze Verwitterungsrinde, manchmal wird er dabei innen reingelb und undurchsichtig.

Der Ernstbrunner Kalk (der Name wurde von GLAESSNER an Stelle des bis dahin gebräuchlichen „Stramberger Kalk“ eingeführt) unterscheidet sich schon in landschaftlicher Hinsicht von den mergeligen Klentnitzer Schichten, da er zur Verkarstung und zur Bildung steiler, pittoresker Felsformen neigt. Ihm fehlt die Humusdecke und die Vegetation. Besonders schöne Karsterscheinungen (Dolinen, Höhlen, Sinter und Tropfsteine) gab es früher auf dem Turoid (3), doch sind sie durch den Steinbruchbetrieb jetzt meist zerstört.

Die Fauna ist gewöhnlich nur in Form von Steinkernen erhalten. Sehr häufig sind Zähne von *Lepidotus maximus*, dann Schnecken und Muscheln (besonders *Diceraten* und *Nerineen*) sowie Brachiopoden (*Terebratula*, *Rhynchonella*). Die Korallenstruktur ist meist verwischt, weshalb man Korallen nur selten findet. Der Steinbruch bei der Marienmühle, von ABEL als besonders fossilreich genannt, liefert heute nur noch wenig Versteinerungen.

Im Obertithon sind Oolithe häufig, sie fehlen aber auch den Klentnitzer Schichten nicht. Oft geht der Ernstbrunner Kalk in zuckerkörnigen Dolomit über (besonders am Schweinbarther und Galgenberg sowie an der Klippe Turoidhain nördlich des Nikolsburger Schloßberges). Der Dolomit wird bei Verwitterung löcherig und braun. Die Formen der aus ihm bestehenden Berge sind besonders steil.

Der Ernstbrunner Kalk enthält keinen Hornstein, als Seltenheit jedoch Adern und kleine Hohlräumeausfüllungen von braunschwarzem und schwarzem Quarz. Konform damit geht der Zellendolomit an der Nordspitze des Galgenberges in Zellenquarz über. Der Si-Gehalt dürfte aus den Hornsteinen der Klentnitzer Mergel stammen.

Über dem Tithon folgt mit scheinbar konkordanter Auflagerung (maschierte Diskordanz) die Obere Kreide (Turon). Sie besteht aus grünen bis schwarzgrünen, stark glaukonitischen Sandsteinen, ferner aus gelben Mergeln, die dem Gestein 8 der Klentnitzer Schichten oft überaus ähnlich sind, doch ist letzteres durch seine Fossilien und durch seine Übergänge in die glaukonitische Breccie meist gut charakterisiert.

ABEL rechnete zur Kreide auch seine „glaukonitische Breccie“, die er für ein kretazisches Sediment hielt, die aber in Wirklichkeit tektonischer Entstehung ist (die eckigen Juratrümmer wurden nicht in die Kreideablagerungen sedimentiert, sondern mit ihnen tektonisch vermengt), ferner ein ockeriges Band als tiefstes Schichtglied, am Kontakt mit dem Ernstbrunner Kalk. Aber auch dieses Band ist keine sedimentierte Schicht, sondern verdankt der Zersetzung des Glaukonits seine Entstehung: Der aus diesem eisenhaltigen Kalzium-Aluminium-Silikat ausgefaugte Eisengehalt sickert durch die Kreidemergel und -sandsteine, bis er auf den dichten Korallenkalk kommt, der wasserundurchlässig ist, wenn er nicht gerade von Spalten durchzogen ist. Am Kontakt wird dann der Eisengehalt ausgeschieden.

Die Fossilführung des Turons ist nicht groß. Hauptsächlich handelt es sich um *Turrilites*, *Scaphites Geinitzi* und verschiedene Arten von Inoceramen. Die fossilreichste Stelle unserer Kreide befindet sich an der SO-Seite des Maidenberges. Im Vorkommen östlich neben Klentnitz, von wo ich 1933 noch keine Versteinerungen kannte (2, S. 28, unten), habe ich nun auch Inoceramenreste gefunden.

Das Turon findet sich in zwei Resten am Maidenberg, einem östlich Klentnitz, mehreren am Tuold und einem am Wachterberg bei Schweinbarth (4, S. 99). Außerdem gibt es mitten im Ernstbrunner Kalk verquetschte, tektonisch eingeklemmte Partien von geringer Ausdehnung. Die bedeutendste befindet sich am Janitschberg (so heißt der nordöstliche Ausläufer des Hl. Berges, nördlich neben der Marienmühle) und im Bergener Steinbruch am Kesselberg. Oft und oft kann man ferner mitten im Ernstbrunner Kalk die ABELSCHE glaukonitische Breccie treffen, welche aus Trümmern des Korallenkalkes besteht, die von grünem Kreidesandstein eingehüllt werden. An Klüften findet dann durch das zirkulierende Wasser eine weitere Verschleppung des glaukonitischen Materials statt. Ein schönes Beispiel für das Gesagte sieht man an der großen Harnischfläche, welche den südwestlichen Ausläufer des Hl. Berges, den Ölberg, im S begrenzt.

Die Kreide lagert, wie bemerkt, dem Jurakalk scheinbar konkordant auf. Die zahlreich den Kalk durchsetzenden Klüfte gehen auch durch die Kreide, die Sprünge sind also postkretazisch (5, S. 74, Abbildung). Wenn manche Brüche an der Kreide Halt machen, so kann man daraus noch nicht auf vorkretazisches Alter schließen, sondern der spröde Korallenkalk zersprang zwar unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes, aber der Sprung setzte sich deshalb nicht in die Kreidemergel fort, weil diese plastischer und weicher waren. Viele der kleineren Klüfte mögen überdies durch den Steinbruchbetrieb bei Sprengungen entstanden sein und setzen sich aus dem gleichen Grunde manchmal nicht in die weichen Kreidesedimente fort. Die größeren Kreidereste außerhalb der Tuoldsteinbrüche sind nicht abgeschlossen und daher können dort auch keine Sprünge untersucht werden.

Es ist also sicher, daß das Turon bis auf geringe Denudationsrelikte schon abgetragen war, als sich darüber der Flysch ablagerte. Bei der karpatischen Faltung wurden dann Fetzen des Jura mit anhaftenden Kreideresten vom Untergrund abgehoben und dem Flysch einverleibt. Dabei entstanden die Sprünge, welche fast immer Jura und Kreide gleichmäßig durchsetzen, aber in den Flysch, der noch plastischer ist als das Turon, sich nicht fortsetzen. Manchmal wurde dabei der spröde Ernstbrunner Kalk gänzlich mylonitisiert, während sich die Klentnitzer Schichten dem Drucke gegenüber nachgiebiger erwiesen. Der Korallenkalk verhielt sich dabei wie eine Anzahl von Glastafeln, die unter Druck kommen: einige halten ihn aus und bleiben völlig intakt, andere aber zerbrechen unter der Einwirkung genau des gleichen Druckes in unzählige Splitter. So kommt es, daß der Korallenkalk an manchen Stellen in ein Haufwerk kleinster Trümmer aufgelöst ist, während er dicht daneben nur wenig oder gar nicht zertrümmert ist, so als ob er dort einem viel geringeren Druck ausgesetzt gewesen wäre. Man kann also nicht, wie es von anderer Seite geschehen ist, behaupten, daß der Jurakalk unterschiedslos „tektonisch furchtbar hergenommen ist“.

Nach E. SUESS (6, S. 129) wurde anlässlich einer Bohrung bei Nikolsburg *Belemnitella mucronata*, also Maastrichtien, gefunden. Die Stelle befand sich wahrscheinlich östlich des Turoid (2, S. 26). Seither hat sich kein weiteres Vorkommen von Mukronatenkreide bei uns gefunden. Das Danien fehlt ganz.

Das Paläogen.

A. Das Subbeskidikum.

Als ältestes Schichtglied treten die von RZEHAK so genannten Niemtschitzer Schichten auf. Sie dürften nach RZEHAK (1922) dem Oberozoän bis Unteroligozän angehören und bestehen in der Hauptsache aus bunt gefärbten mergeligen Tonen (grauen, grünen, roten, braunen und schwärzlichen), die stellenweise in Mergel übergehen. An manchen Stellen enthalten sie kreidige Konkretionen, die durch Auslaugung des Kalkgehaltes entstanden sind. Nur selten sind ihnen Sandsteinschichten eingelagert. Wo diese fehlen, sind sie ganz wasserundurchlässig. Infolge ihrer Plastizität sind sie immer sehr stark tektonisch durchknetet, gefältelt und gänzlich verruschelt. An stärker geneigten Hängen kommen sie zur Zeit größerer Bodenfeuchtigkeit leicht ins Rutschen und erzeugen Erdschlipfe.

Immer enthalten sie Gips und oft sind sie oberflächlich mit Ausblühungen bedeckt. Nach PELISEK (7) bestehen dieselben im unteren Thayalande aus Mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), Epsomit ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) und Gips. Manchmal enthalten sie auch CaCO_3 und stellenweise Spuren von NaCl. Natriumkarbonat fehlt.

Die Ausblühungen sind nie am völlig trockenen oder auf dem ganz nassen Boden zu sehen, sondern immer nur dort, wo nach stärkerer Durchfeuchtung vor kurzem Austrocknung erfolgte. Ist dann die letztere weiter vorgeschritten, so verschwinden die Salze wieder, um nach der nächsten Austrocknung wiederzukehren. Es scheint unklar, woher immer wieder der reichliche Salzgehalt kommt, es müßte doch endlich zu einer Entsalzung des Bodens kommen, so daß keine weiteren Ausblühungen mehr auftreten können. Offenbar aber verhält sich die Sache so, daß nach Entstehen der Ausblühungen, beziehungsweise der sie bedingenden Austrocknung des Bodens der erste Regen von der Erde gierig aufgesogen wird und beim Hineinziehen in den Boden auch die Salze wieder mit sich nimmt. Sie bleiben darin bis zur nächsten Austrocknung des Erdreiches, bei welcher infolge der oberflächlichen Verdunstung Grundwasser, beladen mit den wieder aufgelösten Salzen, an die Oberfläche steigt, dort ebenfalls verdunstet und den Salzgehalt ausscheidet, wo er verbleibt, bis ihn der nächste Regen wieder in das trockene Erdreich hineinführt. Es handelt sich also nur um einen Kreislauf des Salzes zwischen dem Bodeninneren und der Oberfläche, so daß es nie zu einer Aufzehrung des Salzgehaltes im Boden kommen kann.

Das Volk nennt die bunten Tone auch „scheckete Letten“. Sie enthalten gewöhnlich braune bis schwärzliche Mangan-Eisen-Konkretionen. Dieselben sind meist rundlich und bis kopfgroß; manchmal bilden sie Lagen und Bänder.

Gewöhnlich sind die bunten Tone im Gelände leicht nachzuweisen: sie bilden nämlich einen zur Versumpfung neigenden, die Nässe haltenden Boden, der zu gewissen Zeiten mit Ausblühungen ganz bedeckt ist und in Mulden, oder wo sonst der Wasserablauf erschwert ist, eine durch Humusbeimengung auffällig dunkle Farbe annimmt. Nur an steileren Hängen mit starker Bodenabschwemmung fehlen diese Kennzeichen. Bei Austrocknung zerfällt der Ackerboden, den sie zusammensetzen, zu einer kleinkrümeligen weichen Substanz, in welcher man etwas einsinkt, wenn man über sie hinwegschreitet. Dazu kommt, daß der Boden sehr oft mit den Trümmern der Mangan-Eisen-Konkretionen übersät ist. Durch alle diese Merkmale unterscheiden sich die bunten Tone selbst dort, wo sie nicht aufgeschlossen sind, vom Auspitzer Mergel, der nur dort einen schwärzlichen Boden bildet, wo der Wasserablauf stark gehindert ist, an den geneigten Hängen aber mit weißlicher Farbe verwittert. Ihm fehlen die Konkretionen ganz (die eigenartigen Verhältnisse nördlich und nordwestlich Saitz sind hier außer acht gelassen) und die Ausblühungen kommen nur in ganz vereinzelt Fällen vor. Er bildet auf Ackerfeldern einen grobscholligen harten Boden, über den das Hinwegschreiten durch die Schollenbildung erschwert ist.

Als Einlagerung finden sich in den bunten Tonen manchmal schieferige, festere, meist bröckelige Mergeltone, die meist rotbraun gefärbt sind. Manchmal sind sie innen grau, aber die Oberfläche der einzelnen Trümmer des bröckeligen Gesteines ist mit einer limonitischen Hülle überzogen. Auf diese Schiefer und Mergelschiefer beschränkte ich den Ausdruck *Pausramer Schiefer*, beziehungsweise *Mergel*, denn sie kommen bei Pausram besonders häufig vor. Sie bilden nur eine besondere Ausbildung der bunten Tone (beziehungsweise ersetzen sie) und sind mit ihnen absolut gleichalterig. Auf der Karte habe ich sie nur dort ausgeschieden, wo sie besonders mächtig werden. Als unbedeutende Einlagerungen in den bunten Tonen kommen sie noch an viel mehr Stellen vor. Im Bergener Steinbruch enthalten sie kohlige Schichten (8, S. 50, Abbildung) und Menilitschiefer. Sie sind also zweifellos eine Flachseebildung, und dasselbe gilt von den bunten Tonen, deren Mangan-Eisen-Konkretionen keineswegs auf eine Tiefseeablagerung hindeuten müssen (8, S. 47—48). Allerdings sind im Bergener Steinbruch einzelne Bänke der Pausramer Schiefermergel voll von Pteropoden, vergleichbar den Pteropodenmergeln der Niemtschitzer Schichten, welche RZEHAČ aus Auerschitz beschrieb (9, S. 12; 10, S. 14; Anmerkung).

Die kohligen Einlagerungen lassen vermuten, daß mit den bunten Tonen auch dünne, freilich nicht abbauwürdige Braunkohlenschmitze in Verbindung stehen. Schon ABEL (1, S. 18) meint, daß unter den Menilitschiefern bei Nikolsburg eine dünne Braunkohlenschicht liegen dürfte; RZEHAČ (11, 1. Teil, S. 32) teilt mit, daß im Hoffnungsschacht beim Nikolsburger Propstgarten Menilitschiefer und Braunkohle gefunden wurden. Tatsächlich stehen dort die bunten Tone an (siehe bei 2, S. 25—26). Die an dieser Stelle genannte Aufschüttung, die einen Hügel bildet, besteht aus roten und grünen Tonen mit zahlreichen Mangan-Eisen-Konkretionen. Sie waren durch einen Hausbau im Juli 1939 aufgeschlossen und beweisen, daß auch im Schachte, aus dem sie stammen, dieses Gestein und nicht Auspitzer Mergel, wie ich früher vermutete, angefahren wurde. Die bunten Tone der Aufschüttung sind auf der Karte westlich neben der Braunkohlenschurf-

stelle eingetragen. Von ihnen nach S liegt bereits gut geschichteter, grauer diluvialer Sand mit den gewöhnlichen Lößschnecken, wie ein weiterer Aufschluß für einen Hausbau im August 1939 zeigte. Die Karte zeigt dort sandigen Löß, ist also an dieser Stelle zu berichtigen.

In der Karte wurden die bunten Tone nur dort eingetragen, wo sie mit Sicherheit nachweisbar waren. Zweifelhafte Stellen wurden dem Auspitzer Mergel zugerechnet. Es ist daher anzunehmen, daß die tatsächliche Verbreitung der Tone noch größer ist, als sie die Karte angibt.

Die Menilitschiefer bilden keinen eigenen stratigraphischen Horizont, sondern kommen immer nur in dünnen Bänken in den Tonen und Pausramer Mergelschiefern eingelagert vor (27, Aufschluß 233!). Auch RZEHAK hat sie für eine Ästuarbildung gehalten. Im Gebiete südlich der Thaya erreichen sie ihre größte Mächtigkeit südwestlich des Klentnitzer Ziegelofens, an dem Gehänge eines schluchtartig eingeschnittenen Bächleins, welches von W nach O fließt (WNW, ϕ 250). An der schwer zugänglichen Stelle sieht man 1 m graugrünliche Tonmergel (zu den bunten Tonen gehörig) und darüber $2\frac{3}{4}$ m wohlgeschichtete Menilitschiefer. Die bunten Tone, welche auch hier einst noch über den Menilitschiefern folgten, sind denudiert (8, S. 51). Nur 3 m davon entfernt, auf der südlichen Seite der Schlucht, streichen die bunten Tone, hier von graubrauner Farbe, in $h^{1/2}$ und fallen mit 70° nach W. Der fortwährende Lagerungswechsel dieses Sedimentes kommt von der starken tektonischen Beeinflussung her, so daß das Gestein wie durchknetet erscheint. Das Streichen an der N-Seite des Tälchens ist (an den Menilitschiefern gemessen) $h^{9\frac{1}{2}}$.

Nördlich der Thaya scheinen die Menilitschiefer eine viel bedeutendere Mächtigkeit zu haben, da sie westlich Saitz einen großen Flächenraum einnehmen.

Während die bunten Tone mit den eingelagerten Pausramer Schiefermergeln sowie den ebenfalls eingelagerten Menilitschiefern die ältere Abteilung unseres Molasseflysches bilden, gehören zur jüngeren zunächst die Auspitzer Mergel. Diese sind oft auch sandig. Sie sind bläulichgrau und unvollkommen geschichtet. Von Makrofossilien enthalten sie nur gelegentlich Fischschuppen. Nach RZEHAK gehören sie in das mittlere bis obere Oligozän. Da sie leicht verwittern, sind Aufschlüsse in ihnen sehr selten. Ihre weißliche Verwitterungsfarbe ist ein gutes Hilfsmittel für ihre Erkennung.

Der Steinitzer Sandstein ist mit ihnen gleichalterig und wechselagert gewöhnlich mit ihnen. Er ist gut geschichtet, stark glimmerig, meist etwas tonig und von grauer, bei Verwitterung gelbbrauner Farbe. Auch er ist fossilifer. Von jüngeren Sandsteinen, zum Beispiel dem Plattensandstein des Schlier, läßt er sich leicht unterscheiden.

Daß auch das Gelände um den Spitzberg—Tennesberg (südlich Voitelsbrunn) aus Oligozän zusammengesetzt ist (nicht aus miozänen Schottern, wie die ABELSCHE Karte angibt), geht nicht nur daraus hervor, daß die dortigen „Schotter“ genau die Zusammensetzung des bunten Konglomerates haben, also durch dessen Zerfall entstanden sind, sondern auch aus Aufschluß 122, der den Steinitzer Sandstein anstehend zeigt.

Nördlich der Thaya wurden „Auspitzer Mergel mit Niemtschitzer Schichten“ ausgeschieden. Es scheint, daß dort die letzteren in Antiklinen

aus den ersteren auftauchen. Aufschlüsse fehlen jedoch ganz, auch diejenigen an der Bahn, die ZAPLETAL (12) beschrieben hat, sind heute ganz verwachsen. Die Niemtschitzer Schichten sind nur aus den oberflächlich verstreuten Trümmern der Mangan-Eisen-Konkretionen zu erschließen. Das Gestein, aus dem sie stammen und das im Bahneinschnitt noch stellenweise gesehen werden kann, ähnelt den Auspitzer Mergeln ungemein (12).

In die Steinitzer Sandsteine und Auspitzer Mergel sind Konglomerate eingebettet, von denen ich je nach der Zusammensetzung drei Arten unterscheidet: das **bunte** (bestehend aus grauen Kalken, Flyschsandstein, Quarz, wenig Urgestein, nicht vielen, kantengerundeten Granitbrocken und wenig Geröll aus Ernstbrunner Kalk), das **Granit-** (dieselben Bestandteile, aber vorwiegend die kantigen Granitbrocken) und das **Jurakalkkonglomerat** (dieselben Bestandteile, aber vorwiegend Gerölle aus Ernstbrunner Kalk). Die Konglomerate treten nie in zusammenhängenden Zügen auf. Das geht darauf zurück, daß sie schon zur Zeit ihrer Entstehung nicht flächenhaft ausgebreitet abgesetzt wurden, sondern als Ausfüllung von Wasserrinnen in einem Wattenmeer. Die durch die karpatische Faltung aufgerichteten Rinnen wurden dann durch die Denudation quer abgeschnitten und können sich daher nur über kleine isolierte Flächen ausdehnen. Diese werden von der Abtragung infolge ihrer Härte weniger angegriffen als ihre Umgebung und überragen daher die letztere in Form von Hügeln.

Außer den Konglomeraten enthält das Oligozän manchmal große, zugerundete oder nur kantenbestoßene Blöcke von Ernstbrunner Kalk, deren Oberfläche oft poliert und geglättet ist. In einem Falle (auf den Hausweingärten bei Pardorf) waren die Blöcke von Bohrmuscheln angebohrt (8, S. 56). Sie sind als Strandblöcke zu deuten (**Blockschichten**).

Weiter wurden viele Stellen auf der Karte ausgeschieden, wo eckiger Schutt, verbunden mit kantengerundeten Brocken und mit Geröll von Tithonkalk auf einer tonigen Unterlage vorkommt („**Kalkschutt**“). Wenn die Unterlage, was bei Mangel an genügend guten Aufschlüssen nicht entschieden werden kann, aus bunten Tonen oder Auspitzer Mergel besteht, nahm ich an, daß der Schutt nur in beschränktem Sinne als Kriechschutt zu deuten ist, herstammend von den großen Juraklippen oder von kleineren, im Alttertiär eingeschlossenen Scherlingen, sondern daß es sich um ausgewitterten Brandungsschutt aus dem Paläogen handle. Es ist ja anzunehmen, daß die Tithonberge, die einst im Alttertiär echte Strandklippen bildeten, sich damals mit einem Mantel von Brandungsschutt umgaben, der in die paläogenen Sedimente eingebettet wurde. An der Terrainoberfläche gruppieren sich die Schuttmassen gewöhnlich um einen oder mehrere Kerne, die besonders viel Schutt oder auch größere Kalkmassen enthalten. Es ist anzunehmen, daß es sich in letzterem Falle um kleine Scherlinge handelt, durch deren Zerfall der Schutt entsteht; im ersteren Falle aber dürften die Kerne Stellen sein, wo besonders viel Brandungsschutt im Alttertiär eingeschlossen ist. Derselbe kann dann auswittern und als Kriechschutt über die Nachbarschaft hin ausgebreitet werden und so auch auf benachbart liegenden Schlier zu liegen kommen, obwohl er nicht aus diesem stammt. Nach dieser Auffassung wäre eventuell nur jener Schutt von den großen Jurabergen ableitbar, welcher ganz nahe bei denselben auftritt. Der übrige würde unmittelbar aus dem benachbart liegenden Alttertiär

stammen, also keinen so weiten Transport mitgemacht haben, als es scheinen könnte.

Der Kalkschutt ist noch viel weiter verbreitet, als die Karte angibt, denn er findet sich fast überall im Raume zwischen den großen Jura-bergen und der Straße Nikolsburg—Neu-Wirtshaus—Unter-Wisternitz. Auf der Karte sind nur jene Stellen ausgeschieden, wo er besonders reichlich vorkommt. Nie liegt er auf Löß. Er entstand daher schon vor der Bildung des letzteren.

Auf der Pulgramer Leiten tritt ein grobkörniger Quarzsandstein von weißlicher Farbe auf. Er ist glimmerfrei, liegt ziemlich horizontal und führt Schnüre von taubengrauem Hornstein. Dieser ist feingeschichtet, splitterig, hellklingend, dünnplattig und läßt sich leicht zu Handstücken schlagen. Er greift zapfenförmig in den Sandstein ein und scheint konkretionärer Entstehung zu sein. Das Gestein ist fossilifer (alttertiär oder kretazisch?) (17, S. 62).



Abb. 1.

Blockschichten auf den „Hausweingärten“ südlich Pardorf, Blick nach W (Abgrabung für einen Weingarten). In Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein treten viele, zum Teil von Bohrmuscheln angebohrte, kantengerundete und abgerollte Trümmer und Blöcke von Ernstbrunner Kalk auf. Links ein besonders großer Block. Länge des Hammers 45 cm.

B. Das Beskidikum.

Das Beskidikum des Saitz—Rakwitzer Hügellandes, welches der Greifensteiner Decke entspricht, verdient eigentlich nur allein den Namen Flysch, für das Subbeskidikum wäre der Ausdruck Molasseflysch passender, und zwar unter der Annahme, daß die Sedimentierung des Auspitzer Mergels noch bis in die erste Mediteranstufe andauerte. Letztere Ansicht wurde auch von RZEHAČ (13) vertreten.

Das verbreitetste Gestein sind bunte Tone, die sich von denen der Gegend südlich der Thaya dadurch unterscheiden, daß die rote Färbung bei ihnen viel häufiger auftritt und auch das Grün lebhafter ist. Die Ausblühungen sind nicht so reichlich wie südlich der Thaya, desgleichen auch die Mangan-Eisen-Konkretionen. Die Menilitschiefer und die Pausramer Mergelschiefer als Einlagerungen fehlen; sie sind dem ganzen Beskidikum fremd. Dafür wechsellagern dessen bunte Töne mit anderen Gesteinen, die teilweise als Mitteleozän gedeutet werden können.

Nordöstlich Prittlach finden sich nur graugrünliche Tone mit wenig Ausblühungen und ohne Konkretionen. Sie sind wahrscheinlich mit den bunten Tönen gleichalterig.

In Wechsellagerung mit letzteren treten zunächst Sandsteine auf, die häufig krummschalige Absonderung und auf den Schichtflächen Wellenfurchen und Hieroglyphen aufweisen. Nicht selten sind kugelige kleine Limonitkonkretionen; laut RZEHAČ (14, S. 27) handelt es sich um Pseudomorphosen nach Pyrit. Fukoiden kommen im Sandstein vor und RZEHAČ fand in ihm auch *Taonurus* (14, S. 26—27). Am SW-Hange des Prittling sind seine Schichtflächen zuweilen voll von verkohltem Pflanzenhäcksel; es handelt sich also um ein küstennahes Sediment. KETTNER (15, S. 4) fand in dem Gestein Nummuliten.

Vom Steinitzer Sandstein unterscheidet sich unser Sediment durch seinen geringeren Glimmergehalt und schlechtere Spaltbarkeit, ferner durch seine Übergänge in den gleich zu beschreibenden Hornsteinkalk. RZEHAČ setzte das Gestein, das ich Hieroglyphensandstein nenne, dem Alter nach dem Fysch des Wiener Waldes gleich. Das Sediment nimmt manchmal rote und grüne scharfeckige Schieferbrocken auf und wird dadurch zum Brecciensandstein. Die grünen stammen von Phyllit, Chlorit- oder Grünschiefer, die roten von Schieferen und feinkörnigen Sandsteinen sicher permischen Alters. Dies geht aus Pflanzenresten hervor, die ich in den roten Gesteinstrümmern, welche bis 20 cm Durchmesser erreichen, fand. Die Oberfläche der grünen Brocken ist oft glänzend (serizitisch) und gefältelt.

Nimmt nun der Kalkgehalt zu, so entsteht aus dem Brecciensandstein der Breccienkalk, aus welchem wieder durch Verschwinden der roten und grünen Brocken der Hornsteinkalk entsteht. Dieser ist ein sehr gut geschichteter, dichter Kalk von weißer oder gelbweißer Farbe. Er wird manchmal oolithisch und enthält immer lichtbraunen Hornstein in sehr regelmäßigen, der Schichtung parallelen Lagen. Am N-Hange des Prittling fand ich in ihm Nummuliten. Zu ihm gehören wohl auch einige Stückchen Nummulitenkalk, die ich im Gebiete der bunten Tone westlich Rakwitz (auf der Anhöhe nad kozybrky) auffand. Von sonstigen Fossilien fand ich im Hornsteinkalk nur seltene Konchylientrümmer. Nicht oft kann man bei einem Sediment so deutlich sehen, daß die Schichtung durch Materialwechsel erzeugt ist, da jede Schichtfuge durch eine, wenn auch nur millimeterdünne Sandschicht ausgefüllt wird. Die Lesesteine, an denen infolge der guten Spaltbarkeit hauptsächlich die Schichtflächen sichtbar sind, gleichen deshalb äußerlich ganz einem Sandstein.

Außer dem Hieroglyphensandstein und dem Hornsteinkalk sowie ihren Zwischengliedern enthalten die bunten Tone noch andere Einlagerungen,

vor allem einen sehr harten, splitterig brechenden Quarzit, der meist reichliche grüne oder schwärzliche Glaukonitkörner enthält. Ich nenne dieses Gestein Glaukonitquarzit. Es tritt nur westlich und nordwestlich Rakwitz auf, und zwar bis zu den miozänen Schottern auf den Satzweingärten. Für dieses Gebiet ist es bezeichnend und häufig, kommt aber nur in Form von Lesesteinen vor. Es kann in weniger festen graugrünlischen Glaukonitsandstein übergehen und führt dann Muskowitschüppchen.

Nordwestlich Rakwitz finden sich (am häufigsten neben dem Feldweg östlich des Wortes „Äcker“ von „Veigelbergäcker“) Lesesteinchen eines verkieselten, grauen, bei Verwitterung grünlichgelb werdenden Tones, welcher scharfkantige Trümmer bildet und splitterigen Bruch besitzt. Meist ist er mergelig. Nördlich bei Prittlach enthält er winzige Glimmerschüppchen. Durch Verwitterung wird er weich und dem Auspitzer Mergel ungewein ähnlich. Ich nenne dieses Sediment Kieselton. Anstehend kann man es an dem von Prittlach nach Saitz führenden Fahrweg (an einer räumlich unbedeutenden Stelle an der östlichen Wegseite) beobachten. Nordwestlich der Satzweingärten findet es sich nur ganz selten in Form vereinzelter Lesesteinchen; so sah ich es auf den Feldern westnordwestlich des Prittlings, schon ganz nahe dem dort befindlichen Rutschgebiete.

Alle diese Gesteine bilden eine Einheit und dürften mitteleozän sein. Jünger, mindestens zum Teil, ist das Breccienkonglomerat. So nannte ich ein polymiktes Konglomerat, das auch die uns schon bekannten roten und grünen Schiefer- (beziehungsweise Sandstein-) Brocken enthält. Vom bunten Konglomerat unterscheidet es sich schon dadurch, daß die Bestandteile meist viel größer (durchschnittlich kopfgroß) sind und daß viele seiner Bestandteile (nicht nur die roten und grünen Brocken) eckig oder kantengerundet, aber nicht zugerundet sind. Es enthält verschiedene Urgesteinsarten (Gneis, Brunner „Syenit“, Glimmerschiefer, Quarzit usw.), Quarz, roten und weißen Granit (ebenfalls, wie im Subbeskidikum, merkwürdigerweise immer nur in kantengerundeten Stücken), Flyschsandstein (meist gerundet), Jurakalk in Geröllen bis zugerundeten Blöcken, die bis fast 1 m Durchmesser erreichen können, dann Gerölle verschiedener grauer Kalke usw. Nach der Zusammensetzung besteht also eine große Ähnlichkeit mit dem bunten Konglomerat. Beide enthalten als Seltenheit Bruchstücke des eozänen Hornsteinkalkes (im bunten Konglomerat entdeckte ich ein solches Bruchstück am Tennesberg südlich des Nimmersatt. Für das jüngere, nacheozäne Alter des bunten Konglomerates spricht es auch, daß ich darin, östlich des Kienberges, auch Gerölle von Nummulitensandstein fand, deren nähere Untersuchung noch aussteht). Daß das Breccienkonglomerat, wenigstens teilweise, jünger ist als die bunten Tone und ihre Begleitgesteine, scheint auch daraus hervorzugehen, daß es mit Steinitzer Sandstein und Auspitzer Mergel zusammen vorkommt. Diese beiden oligozänen Gesteine nämlich kommen nicht nur im Subbeskidikum vor, sondern auch in der beskidischen Decke. Sie finden sich aber nur im westlichen Teile des Saitz—Rakwitzer Hügellandes, dem östlichen sind sie fremd. Vor allem gehört jener Steinitzer Sandstein, auf dem der westliche Teil des Ortes Saitz steht, und welcher auch etwas Auspitzer Mergel eingelagert enthält, zur beskidischen Decke (siehe die Aufschlüsse 81, 368, 371). Die Gesteine des subbeskidischen und des beskidischen Flysch sind auf der

Karte durch besondere Farbtöne (grüngelb, beziehungsweise braun) zu je einer Einheit zusammengefaßt und so leicht voneinander zu unterscheiden. Nur für den Steinitzer Sandstein konnte dieses Prinzip nicht angewendet werden. Er ist in beiden Einheiten mit derselben Farbe bezeichnet (grüngelb).

Die beskidische Decke tritt bis an das Alluvium der Thaya heran und erscheint in zwei Ausläufern zwischen Millowitz und Pulgram (Breccienkonglomerat und Pulgramer Sandstein) sogar auf dem südlichen Talrand. Sie wird, wie wir sahen, durch die Straße Saitz—Pulgram und durch das Bett des quer durch Saitz (von S nach N) fließenden Baches in zwei verschiedenalterige Hälften geteilt: die westliche wird aus Steinitzer Sandstein (mit wenig Auspitzer Mergel) und Breccienkonglomerat zusammengesetzt, welche Gesteine miteinander wechsellagern (Aufschluß 368); die östliche Hälfte aber besteht aus bunten Tonen mit ihren Begleitgesteinen, alle vermutlich mitteleozän. Die stratigraphische Stellung der in der östlichen Hälfte verbreiteten kleinen Vorkommen von Breccienkonglomerat ist zweifelhaft. Wahrscheinlich sind sie jünger als die bunten Tone.

In der östlichen Hälfte kommt ferner noch der Pulgramer Sandstein vor, der im Steinbruche auf der Höhe 270 südlich Saitz (an der SW-Wand) in Breccienkonglomerat übergeht (Aufschluß 362), also mit diesem gleichalterig ist. Seine Hauptverbreitung erreicht er aber westlich Pulgram. Er ist grobbankig und glimmerarm; von einer weißlichen Grundmasse heben sich größere graue Quarzkörner deutlich ab; er ist ungemein zäh und hart, zerfällt aber rasch an der Luft. Seine Ähnlichkeit mit dem Magurasandstein veranlaßte ABEL dazu, solchen westlich Pulgram anzunehmen; doch gab er gegen S dem Gestein eine viel zu weite Verbreitung, denn das südlich an den Pulgramer Sandstein anschließende Waldgebiet besteht aus Steinitzer Sandstein.

Eine Übersicht über die besprochenen Gesteine gibt folgendes Bild:

- | | | |
|----------------------------|---|---|
| Subbeskidischer
Flysch: | { | 2. Steinitzer Sandstein und Auspitzer Mergel mit eingelagerten Konglomeraten, Blockschichten und Schichten mit Brandungsschutt: mittel- bis oberoligozän.
1. Niemtschitzer Schichten (= bunte Tone mit eingelagerten Menilitschiefern und Pausramer Mergelschiefern): obereozän bis unteroligozän. |
| Beskidischer
Flysch: | { | 2. Steinitzer Sandstein mit wenig Auspitzer Mergel, Breccienkonglomerat, Pulgramer Sandstein: wahrscheinlich mittel- bis oberoligozän.
1. Bunte Tone mit Begleitgesteinen: wahrscheinlich mitteleozän. |

Die so häufig beigemengten roten und grünen eckigen Gesteinsbrocken sind das äußerlich am meisten ins Auge fallende Kennzeichen, das die Sedimente der beskidischen Decke von denen des parautochthonen Flysch unterscheidet.

Das Neogen.

A. Der Schlier.

Das älteste neogene Schichtglied ist der Schlier. Er ist ein bläulich-grauer, sehr dünn geschichteter Mergel, der blätterig spaltet und auf den Schichtflächen oft sandig ist. Schon durch diese Eigenschaften läßt er sich leicht von dem viel härteren, dickbankigeren Auspitzer Mergel unterscheiden, der überdies fast immer frei von Gipskristallen ist, während der Schlier solche oft reichlich enthält. Die ebenen Schichtflächen des letzteren sind infolge eines kalkigen Überzuges oft schneeweiß, die unebenen Schichtflächen des Auspitzer Mergels zeigen diese Erscheinung nicht.

Noch größer ist der Unterschied im halb verwitterten Zustand: der Schlier gibt einen grau und gelb geflammten Letten, der Auspitzer Mergel verwittert zu einer im trockenen Zustand weißlichen, einfarbigen Masse.

Während der Schlier reich an Fossilien ist (*Aturia Aturi*, Seeigelstacheln, Konchylientrümmer, Ostrakoden sind schon mit freiem Auge wahrzunehmen), enthält der Auspitzer Mergel höchstens als Seltenheit Fischschuppen. Das beste Unterscheidungsmerkmal aber bilden die mitvorkommenden Sandsteine: der Schlier enthält grauen, durch Verwitterung gelb werdenden, nur schwach glimmerigen Sandstein, der plattig spaltet und voll von Konchylientrümmern ist. Er ist auf meiner Karte als „Plattensandstein“ ausgeschieden. Da er sehr kalkig ist, wird er durch Auslaugung des Kalkgehaltes in den randlichen Partien löcherig-porös. Pyrit- oder Glaukonitkörnchen sind ein weiteres Kennzeichen dieses Plattensandsteines. — Der Steinitzer Sandstein ist viel glimmerreicher, kalkärmer, enthält weder Pyrit noch Glaukonit, ist fossilieer und im verwitterten Zustand auffällig gelb und mürbe.

Der Plattensandstein bildet infolge seiner größeren Härte im weichen Schliergebiet Hügel und so sind seine Vorkommen in der Natur leicht aufzufinden. Man trifft aber die Gesteinsbänke im Kartenbereiche nirgends anstehend, nur lose Lesesteine verraten ihre Anwesenheit. Im Gegensatz dazu ist anstehender Steinitzer Sandstein häufig. So sind die mitvorkommenden Sandsteine ein ausgezeichnetes Mittel, Schlier und Auspitzer Mergel im Gelände zu unterscheiden, selbst dort, wo die beiden Mergel infolge sehr vorgeschrittener Verwitterung und fehlender Aufschlüsse sich nicht mehr unterscheiden lassen.

Unser Schlier dürfte helvetisches Alter besitzen. Er ist eine Seichtwasserbildung, denn wenn er auch *Aturia Aturi* führt, so enthält er doch andererseits manchmal dünne Braunkohlenschmitzchen und als Seltenheit auch Geröllagen (16, S. 203; siehe Aufschlüsse: Schützengraben nordwestlich bei Pardorf).

In einem Graben am Punitzfeld, nördlich Unter-Tannowitz, scheidet das aus dem Schlier aufsteigende Wasser, das mit gelöstem Kalk gesättigt ist, rezente Platten von Kalktuff aus, die von den Bauern immer wieder entfernt werden müssen, um den Graben offen zu halten. Die Ausscheidung des Kalziumkarbonats geschieht um Stengel und Blätter von Pflanzen herum.

1933/34 wurde westlich Unter-Tannowitz eine Bohrung für eine geplante Wasserleitung durchgeführt. Die Stelle befindet sich unmittelbar nordwestlich des S von „Hoher Sonnenberg“ auf der Karte 1:25.000 in

dem nach Westen geöffneten Winkel zwischen den zwei Feldwegen (16, S. 202/3). Dabei traf man im Schlier auch auf glasig-splitterige, harte Sandsteine, ferner auf grünliche bis dunkelgraue Tegel, dann auf mürbe, zerbröckelnde Sandsteine von gelbbrauner Farbe mit dünnen Kohlenschmützchen. Das letztere, leicht kenntliche Sediment wurde im Jahre 1933 auch in Pulgram, und zwar bei Brunnengrabungen, angetroffen (16, S. 204). Es stand mit dunkelgrauen, sehr bituminösen Mergelschiefern in Verbindung, in denen ich einen Fischstachel und ein unbestimmbares Konchylienbruchstück fand. Auch ihnen waren Braunkohlenschmützchen eingelagert und es entströmten ihnen so viele Erdgase (Methan), daß ein Arbeiten im Brunnen erst nach wiederholt durchgeführter reichlicher Entlüftung möglich war. Dieses Sediment ist also dem Schlier gleichzustellen.

Das Pulgramer Schliervorkommen (ich will es so nennen, obwohl es sich nicht um den typischen, blätterigen Schlier handelt) ist südlich der Thaya das einzige, welches östlich der Juraberge auftritt, es beweist aber, daß es nur ein Zufall ist, daß dieses Sediment sonst östlich der Kalkklippen fehlt. Auch liegt ja unmittelbar südlich des südlichen Kartenrandes der typisch entwickelte Schlier von Garschöntal, der am W-Ausgange des Ortes, bei den Weinkellern an der Straße nach Steinabrunn Vaginellen und andere bezeichnende Petrefakten führt. Gegen N taucht er unter Löß. Aus letzterem erhebt sich am südlichen Kartenrande, östlich von Steinabrunn, ein Vorkommen von oligozänem buntem Konglomerat. Zwischen diesem und den ganz nahe gelegenen Weinkellern von Garschöntal verläuft unter der Lößbedeckung die Grenze zwischen Paläogen und Neogen, die wahrscheinlich durch einen Bruch gebildet wird.

Weiter nördlich, bis zur Thaya, ist der Schlier, abgesehen von dem Vorkommen in Pulgram, bereits in vortortonischer Zeit der Erosion zum Opfer gefallen, denn das Torton liegt hier überall direkt dem Alttertiär auf. Erst nördlich der Thaya trifft man am Steilufer des Flusses nordwestlich Neumühl wieder auf den charakteristischen mürben blätterigen Sandstein mit den Braunkohlenschmützchen, der ein so bezeichnendes Glied der Schlierbildungen ist. Man findet dort, bei den Weinkellern, zunächst oligozänes buntes Konglomerat. Nördlich ist ihm an einer in h_9 streichenden und mit 70° nach NO einfallenden Überschiebung der blätterige Schliersandstein aufgeschoben. Er wechsellagert mit Schichten von Sand und blätterigen Mergeln, die im Aussehen an Bändertone erinnern. Die Schichtflächen der blätterigen Sandsteine sind oft voll von in Kohle verwandelten Fischschuppen. — Alle diese Schliersedimente sind lebhaft gefaltet und gestaucht sowie von zahllosen Klüften durchsetzt. Nördlich folgt, durch eine neuerliche Überschiebung von ihnen getrennt, wieder oligozänes buntes Konglomerat. An der Basis desselben aber liegen unzweifelhafte bunte Tone der Niemtschitzer Schichten, bedeckt mit reichlichen Ausblühungen. Der Aufschluß ist 5 bis 6 m hoch und befindet sich unmittelbar nördlich des nördlichsten Weinkellers (Aufschluß 345).

Zum Schlier stelle ich auch einen dickschieferigen Mergel, der Fischschuppen enthält und durch Gipskristalle sowie Ausblühungen gekennzeichnet ist. Er ist nur an der Nordwand der Prittlacher Ziegelei in 3 m Mächtigkeit unter Löß aufgeschlossen. Er streicht N—S und fällt steil (bis 55°) nach W (17, S. 64—65).

Aus all dem geht hervor, daß der Schlier einst auch östlich der Reihe der Kalkklippen verbreitet war, wie ja andererseits auch die tortonischen Gesteine über letztere nach W hinausreichen. So wird der Schlier des Tannowitzer Höhenzuges von Tortontegel und Leithakalk bedeckt; an der Westflanke des Fuchsberges bei Unter-Tannowitz kommt ein Sandstein vor, dessen Schichtflächen voll von Abdrücken von Blättern und Stengeln sind. Angesichts der bedeutenden Meereshöhe (zirka 270 m) ist es schwer zu sagen, ob er noch dem Schlier oder schon dem Torton zugehört. Jedenfalls ist er ein Seichtwassersediment.

Der Schlier liegt meist horizontal, aber nahe am Kontakt mit dem Subbeskidikum ist er oft sehr gestört. So weist er an der S-Seite des Bergener Friedhofes (siehe die Kartenskizze Abb. 3 der Arbeit über die Aufschlüsse!) schwaches W-Fallen auf (die erwähnte Skizze zeigt irrtümlich S-Fallen). Geht man von da auf dem zum Ziegelofen führenden Weg, so kommt man (schon nahe dem letzteren) zu einer 25 Schritte langen Stelle, wo das Gestein an den Wegböschungen in $h 10\frac{1}{2}$ bis 11 streicht und mit 50 bis 55° nach ONO einfällt. Im Ziegelofen und unmittelbar westlich davon herrscht wieder schwaches W-Fallen, im Keller des Hauses Nummer 208 (südlich neben dem Ziegelschlag) mißt man ein Streichen in $h 9$ und südwestliches Fallen mit 15 bis 20° . — Verläßt man den Ort Bergen in NNW-Richtung auf dem Feldwege, welcher nördlich neben $\diamond 266$ vorüberführt, so sieht man an einer freilich ganz beschränkten Stelle den Schlier in $h 12$ bis 1 streichen und mit 65° westlich einfallen. Freilich liegt er einige Meter weiter nordwestlich schon wieder flach.

Sehr starke Störungen zeigt das Gestein ferner bei den Ober-Wisternitzer Weinkellern, neben der Straße Ober—Unter-Wisternitz (17, S. 64). Rechnen wir die Lagerungsstörungen im Prittlicher Ziegelschlag sowie die noch viel bedeutenderen NW Neumühl dazu, so kommen wir zu der Annahme, daß unser Schlier älter ist wie die karpathische Deckenwanderung, denn er wurde von derselben noch mitbetroffen.

B. Das Torton.

Das verbreitetste Schichtglied sind Tegel, die aber oft in Mergel übergehen (dasselbe gilt von den sarmatischen Tegeln). Im verwitterten Zustand ist dieses Sediment häufig von weißen, kreidigen Konkretionen durchsetzt. Der größere oder geringere Kalkgehalt ist übrigens gewöhnlich bloß eine Folge der Grundwasserverhältnisse (Auslaugung, Imprägnierung usw.) und es wäre falsch, aus dem heutigen Kalkgehalt auf jenen zu schließen, der dem Sediment schon ursprünglich zu eigen war.

Der Tegel enthält aber auch Gips und verschiedene Salze, auf welche auch die Ausblühungen zurückgehen, die zum Beispiel beim W-Ende des Nimmersatt überall den Boden bedecken und die dortige Salzflora bedingen. Eine solche gibt es aber auch auf manchen Schlierböden (zum Beispiel bei Fröllersdorf, Neu-Prerau).

Die Tortontegel liegen fast überall horizontal (unter dem nach W fallenden Leithakalk der Kallerheide wird man natürlich auch für den darunterliegenden Tegel westliches Einfallen annehmen müssen). Sie sind im allgemeinen fossilarm, aber an einzelnen Stellen enthalten sie einen geradezu erstaunlichen Reichtum an Versteinerungen. So ist es zum Beispiel

bei der altbekannten Lokalität Porztech (Aufschluß 281), ferner im südlichsten Teil von Steinabrunn (Brunnengrabung im Hofe des Hauses Nr. 83; siehe 16, S. 206), NO Voitelsbrunn (westlich \ominus 252 und südlich 247), auf dem Spitzhübel zwischen Millowitz und der Frauenmühle (16, S. 207).

Immer wechsellagert unser Sediment mit dünnen Sandbänken und in den höheren Lagen ist ihm auch Nulliporenkalk eingeschaltet. Die Leithakalkpartien, welche dem Zug der Kallerheide östlich vorliegen, wird man als solche Einschaltungen ansehen müssen, nicht als von oben abgerutschte Massen, denn erstens verläuft der zusammenhängende Kalkrand ganz geradlinig, von Abrißnischen ist nichts zu sehen, und zweitens konnte ich WNW des Tennesberges anlässlich von Drainagierungen (16, S. 206) die Wechsellagerung direkt beobachten, ohne daß dort oberhalb Leithakalk ansteht. Sehr lehrreich war auch ein Aufschluß (siehe bei Aufschlüsse, Festung VI bei der Porzmühle), welcher eine Art Durchspießung des Nulliporenkalkes durch Tegel von unten her zeigte.

Nach oben geht der Tegel schließlich (ohne Zwischenlagerung von Sand) in Leithakalk über. Dieser ist größtenteils als Nulliporenkalk ausgebildet, an anderen Stellen aber treten die Rotalgen zurück und Muschelschalen sind das Hauptbauelement des Gesteins, das dadurch merkwürdig locker und löcherig aussieht. Ich habe dieses Sediment Konchylienkalk genannt (lka = lockerer Kalk).

Diese beiden Arten des Leithakalkes sind durch Übergänge miteinander verknüpft, oft enthalten sie daumnagelgroße Quarzgerölle, oder Ton und Sand, wodurch wieder andere Gesteinstypen entstehen können, zum Beispiel ein lichter, ziemlich homogener Kalksandstein. Dieser findet sich besonders im Waldgebiet zwischen Nikolsburg und Millowitz. — Der richtige Nulliporenkalk wechsellagert gewöhnlich mit weichen, oft zu einem mehligem Pulver verwitternden Mergelbänken von (infolge des Kalkgehaltes) weißlicher Farbe. Die Wechsellagerung ist eine sehr regelmäßige, indem auf jede Kalkbank eine gleich dicke Mergelschicht folgt. Die harten Kalkbänke treten bei der Verwitterung gegenüber den weichen Mergelbänken mehr hervor (siehe Abb. 9 der Arbeit über die Aufschlüsse!). Gerade die letzteren pflegen sehr versteinungsreich zu sein. Altbekannt ist in dieser Beziehung Steinabrunn, wo besonders an einer Felswand hinter dem Milchhaus und im Straßenuntergrund südlich davon ein Überreichtum an Fossilien herrscht. Ungeheuer reich an Austern ist der Mergel, welcher den Hang zwischen der S-Spitze des Kienberges und dem Gipfel des Hocheck bildet, so daß der Boden dort mit Trümmern von Austernschalen übersät ist.

Auch der eigentliche Leithakalk ist sehr fossilreich, was dem Hügel westlich Voitelsbrunn den Namen Muschelberg verschafft hat, doch wird dort gegenwärtig nur noch wenig gefunden. Der Leithakalk der Höhe 213 nördlich des Nimmersatt ist besonders reich an der Bryozoe *Cellepora globularis*.

Die Oberfläche des Nulliporenkalkes auf dem Muschelberg—Kallerheide-Zuge ist überall stark verkarstet (Bodentrichter, Schlünde, Höhlen).

Die Einschaltung von Leithakalk in die hangenden Tegellagen zeigt, daß keine großen Altersdifferenzen zwischen den beiden Sedimenten bestehen und die Einschwemmung von Lithothamnienkalkgeröllen in den

Tegel des Porzteiches und den bei Neumühl macht dies zur Gewißheit. Es müssen neben Alters- auch Faziesunterschiede eine große Rolle spielen.

Würde man die tortonen Sedimente entfernen können, so würde man sehen, daß die Tegel mehr in den so sichtbar gewordenen Geländemulden liegen, zum Beispiel bei Neudeck, zwischen Nimmersatt und Drasenhofen, daß dagegen der Lithothamnienkalk den Höhen aufliegt. Zweifellos hat er einst den ganzen Höhenzug zwischen Porzmühle und Millowitz bedeckt. Heute sind aber von dieser Bedeckung nur noch vereinzelte Denudationsrelikte übrig, die überall direkt dem Alttertiär aufliegen. Dies gilt noch für den östlichen und nördlichen Teil des Muschelbergzuges, aber bei der Porzmühle (= Lehmühle), also in der Senke, tritt unter dem Kalk schon Tegel auf. Zwischen Bischofswart, Steinabrunn und Drasenhofen bildet letzterer sicher eine zusammenhängende Ablagerung, welche vom Kalk der Kallerheide überlagert wird. Letzterer sowie der des Muschelberges und der Porzinsel bildeten einst eine zusammenhängende Platte, welche erst durch die Erosion eines WO-fließenden Flusses in drei Teile zerteilt wurde.

Mit den Juraklippen ist der Lithothamnienkalk innig verknüpft, da er ihnen direkt aufliegt. Besonders gilt dies für den Brennhügel und den Galgenberg, aber auch das Jagdhaus des Schweinbarther Tiergartens steht auf einer von Leithakalk bedeckten Juraklippe, was aus großen, dort umherliegenden Tithonkalkblöcken geschlossen werden kann.

Aus all dem ergibt sich, daß schon zur Tortonzeit im großen ganzen die heutigen Geländebeziehungen bestanden. In den tieferen Teilen des Gebietes wurde damals Tegel abgelagert, gleichzeitig begann schon auf den Höhen, welche im Tortonmeer Untiefen gebildet haben mögen, also im seichteren Wasser, die Sedimentierung von Leithakalk. Solcher wurde auch an den Flanken der Juraberge, welche im Tortonmeer Inseln bildeten (das beweisen die angebohrten Strandfelsen), abgelagert. Es bildeten sich dort in der Uferregion Algenriffe. Als dann die tieferen Meeresteile infolge der abgelagerten Tegelmassen größtenteils ausgefüllt waren, wurde in dem nun seicht gewordenen Meere über dem Tegel ebenfalls Lithothamnienkalk abgesetzt. Auf den Höhen wird die Sedimentierung dieses Gesteins auch damals noch fortgedauert haben, der Kalk muß dort eine ansehnliche Mächtigkeit erreicht haben, wurde aber eben infolge der größeren Meereshöhe später wieder abgetragen, so daß (zwischen Nikolsburg und Millowitz) nur kleine Reste davon erhalten blieben. Natürlich soll damit nicht gelehnet werden, daß durch Brüche auch postortonische Niveauverschiebungen eintraten, nur darf deren Ausmaß nicht überschätzt werden.

Die Sande des Torton sind gewöhnlich recht fossilreiche, feine und etwas glimmerige Quarzsande, die manchmal bereits zu Sandstein verkittet sind. Sie nehmen ein weit kleineres Areal ein, als die ABELSCHE Karte angibt, denn manche dort als tortonisch ausgeschiedenen Sande (zum Beispiel nördlich und südlich Voitelbrunn) sind nur ein oberflächliches Verwitterungsprodukt des dort anstehenden Steinitzer Sandsteines, andere (zum Beispiel an der W-Seite des Muschelberges) haben sich als diluvial entpuppt (Aufschluß der Festung VI).

Die wichtigsten Vorkommen befinden sich im Walde NO des Hocheck, auf dem Kienberg, sowie bei und in Pulgram. Überall liegen sie direkt dem Alttertiär auf. Am Kienberg sind sie eine reine Strandbildung: große, von

Pholaden angebohrte Strandblöcke von Steinitzer Sandstein, die von den östlich ansteigenden Höhen in den an der Küste sich niederschlagenden Sand eingeschwemmt wurden, beweisen, daß dort schon im Torton im großen dieselben Niveauverhältnisse herrschten wie heute.

Die Kienbergsande werden von Leithakalk überlagert, dürften also nach ihrer Lagerung den Tegeln gleichalterig sein.

Ein fossilreiches Tortonssandvorkommen findet sich auch in Nikolsburg (im Garten des Hauses Wienerstraße 35), ein weiteres, ebenfalls fossilreiches, liegt auf der Porzinsel unter dem Leithakalk. Es ist oberflächlich nicht aufgeschlossen; man erreicht es nur durch einen unterirdischen Gang, welcher vom Wohnhause am Nordende der Insel in deren Inneres führt. Die Unterlagerung des Leithakalkes durch Sand ist eine Ausnahme, da sonst unter dem ersteren allgemein Tegel liegt.

Fossilien führende Tortonssande und -schotter in Wechsellagerung finden sich an der Straße nordöstlich Rakwitz (1938 waren sie durch den Straßenbau gut aufgeschlossen), ein ähnliches, aber fossilerees Sediment trifft man im Hohlwege ONO des Hoheck.

Reste eines tortonischen Schotters liegen zwischen Prittlach und Rakwitz. Sie enthalten Brocken von Nulliporenkalk, *Ostrea crassissima* LAM., *Ostrea digitalina* DUB., *Turritella bicarinata* EICHW., *Ancillaria glandiformis* LAM., *Pectunculus pilosus* L., *Pecten Sievringensis* FUCHS. Die Versteinerungen sind meist weder geglättet noch abgerollt.

Auch im äußersten SW des Kartenblattes finden sich Reste einer Schotterdecke, die den Schlier überlagern. Es handelt sich dabei um einen Ausläufer jener Schotter, welche von dort bis Znaim überall den Schlier bedecken. Sie werden gewöhnlich für miozän angesehen, doch ist ihr genaueres Alter noch nicht festgelegt.

Die tektonische Senke zwischen Kallerheide und Schweinbarther Berg—Galgenberg wird von einer Wechsellagerung von Tegel, Sand und Schotter ausgefüllt. Letztere unterscheiden sich petrographisch deutlich von jenen des alltertiären bunten Konglomerates sowie von pliozänen Quarz-Hornsteinschottern. Da sie ferner immer auch Blöcke und eckige Stücke bis Kopfgröße von Leithakalk enthalten, könnte man sie für jünger, etwa für diluvial halten. Aber einerseits sind die Sande und Schotter oft zu hartem Sandstein und Konglomerat verfestigt (zum Beispiel auf dem Rücken östlich des Schweinbarther Tiergartens und nördlich ⚡ 242), andererseits wechsellagern sie offenbar mit Leithakalk (zum Beispiel im nördlichen Teil des Tiergartens wo auch die ABELSCHKE Karte Nulliporenkalk verzeichnet). Dazu kommt, daß in ihnen einige sehr ergiebige Fossilfundstätten liegen. Freilich sind an einigen der letzteren die Versteinerungen abgerollt, aber an anderen ist nichts dergleichen zu sehen. Die reichste liegt im Hohlwege östlich des Wachterberges, wo von W her zunächst unter Löß in 1½ m Mächtigkeit horizontal geschichtete, bläulichgraue und braune, tonige Feinsande auftreten, die teilweise zu festem Sandstein verkittet sind. ABEL hat hier auf seiner Karte irrtümlich Steinitzer Sandstein eingetragen. Unweit südöstlich davon biegt der Hohlweg nach O um und dort bemerkt man an seiner Wand unter 1 m Löß wieder den feinen Sand in 1½ m Mächtigkeit. Er wechsellagert hier mit feinkörnigem Quarzschotter. Beide Sedimente enthalten eine Fülle von miozänen Fossilien, darunter ganze Lagen von *Ostrea digitalina* DUB.

Häufig sind *Turritella bicarinata* EICHW., *Natica helicina* BROCC., *Venus plicata* GMEL., *Ancillaria glandiformis* LAM., *Buccinum Vindobonense* MAY., *Buccinum Schönni* HOERN. et AUING., *Arca diluvii* LAM. Die Fauna stimmt mit jener des Kienberges überein.

Wir sind also wohl berechtigt, die wechsellagernden Tegel, Sande und Schotter ins Torton zu stellen.

C. Das Sarmat.

Durch den östlichen Teil unseres Kartengebietes zieht der von FRIEDL so genannte „Randbruch des inneralpinen Wiener Beckens“, der eine wichtige Gesteinsgrenze bildet. Auf die Eintragung des Bruches in die Karte wurde verzichtet, weil er nicht direkt sichtbar, sondern nur zu vermuten ist. Unter der Annahme, daß er an der W-Grenze des Pannons verläuft, wird er (schon südlich außerhalb des Kartenbereiches) westlich zunächst vom Schlier von Schrattenberg—Garschöntal begrenzt, weiter nach N vom Sarmat der Hohen Raisten westlich Feldsberg. Diese besteht in ihrem Sockel aus mächtigen, aber fossilleeren Tegeln mit eingeschalteten weißen Sanden. Nach oben überwiegen dann letztere und enthalten konkretionär gebildete Platten von Kalksandstein, voll von sarmatischen Fossilien. Die weißen reschen Quarzsande sind daher zweifellos sarmatisch. Die bei der Hopfmühle (am südlichen Kartenrande) anstehenden Tegel, beziehungsweise Mergel, welche Fossilspuren enthalten, können ein Ausläufer der Sarmattegeln der Hohen Raisten sein, doch ist es nicht sicher, ob sie nicht tortonisch sind. Erst die Untersuchung der Mikrofauna könnte Klarheit schaffen.

Weiter nördlich tritt westlich vom Belvedere fossilreiches Sarmat auf, und zwar Sande und Tegel (16, S. 215). In der nördlichen Nachbarschaft davon wird der W-Rand des Bruches von sicherem Auspitzer Mergel begrenzt, der gegen N unter Tortontegel untertaucht. Letzterem liegt Leithakalk auf und es bestätigt sich so auch hier wieder, daß unser Torton überall direkt auf dem Flysch transgrediert und daß auf den Tegel direkt der Leithakalk folgt.

Dann biegt der Bruch gegen Nordost um. Die fossilleeren Tegelvorkommen nördlich des Bischofwarther Teiches bieten für seinen Verlauf vorläufig leider keinen Anhaltspunkt. Unter der Annahme, der Bruch verlaufe östlich von ihnen, habe ich sie zum Torton gerechnet, denn auch weiter nördlich liegt westlich des Bruches ein Tortontegelvorkommen, nämlich das schon seit RZEHAК (11, II. Teil, S. 54) bekannte bei Neudek. Östlich davon aber befindet sich das Sarmat von Eisgrub. In dieser Gemeinde liegen unter 1 bis 9 m Löß 3 bis 4 m mächtige diluviale Terrassenschotter und -sande mit umgeschwemmten Tortonkonchylien. Darunter folgt sarmatischer Tegel, dessen Alter aus einer Brunnengrabung im Hause Dr. LAUCHE (Eisgrub Nr. 500) hervorging, wo im Tegel zahlreiche Sarmatfossilien gefunden wurden (16, S. 214).

Recht fossilreiche Tegel und Sande des Sarmat treten dann im Straßeneinschnitt nördlich zwischen Milterteich und Nimmersatt auf (16, S. 214; siehe auch die Faunenlisten am Schlusse der Arbeit über die Aufschlüsse), desgleichen am S-Ende von Bischofwart, von wo sie seit langem bekannt sind. Auch der Untergrund von Bischofwart selbst wird (unter diluvialem

Sand) von Tegel gebildet, welcher noch am SW-Ende des Ortes ansteht (Aufschluß 17). Leider ist er fossilieer.

Für die kleinen Tegelvorkommen NW Feldsberg und südlich des Mühlteiches nahm ich vorläufig sarmatisches Alter an, jedoch nur auf Grund der geologischen Lagerung. Makrofossilien fehlen. Vor der Untersuchung der Mikrofauna läßt sich kein endgültiges Urteil abgeben. SOMMERMEIER (18, S. 6, geol. Strukturkarte) hat sie zum Pannon gestellt.

In allen beschriebenen Fällen handelt es sich teilweise um Tegel, teilweise um feine *Cerithien*-Sande, die mit Tegelschichten wechselagern. Als drittes sarmatisches Sediment kommt jener weiße resche Quarzsand hinzu, den wir auf der Hohen Raisten trafen. Nun treten ganz ähnliche weiße Quarzsande auch sonst auf (Aufschlüsse 128, 132, 135, 138, 159, 325). Meist liegen sie unter den oberpliozänen Schottern. Ich wies sie wegen ihrer petrographischen Übereinstimmung mit den Sanden der Hohen Raisten vorläufig ebenfalls dem Sarmat zu. Nördlich des Mitterteiches (Aufschluß 325) führen sie *Micromeryx* sp. (16, S. 223).

SO Rakwitz gibt es kein Sarmat, obwohl die ABELSCHKE Karte dort solches verzeichnet. Westlich des Randbruches tritt in jener Gegend, in der nordöstlichsten Kartenecke und bei Kostel, nur Torton auf ebenso auch weiter nach S, bis Bischofwart (abgesehen vom Paläogen). Während bei Bischofwart das Torton im O an das Sarmat angrenzt, liegt weiter südlich, wie wir sahen, das Sarmat auf der W-Seite des Bruches und an der O-Seite befindet sich Pannon.

In der Ziegelei Pisk (östlich Nikolsburg) liegt unter Löß und Oberpliozän-schotter ein Tegel, welcher *Cerithium pictum* BAST., *Rissoa inflata* ANDRZ. und *Ervilia Podolica* FICHW. führt. Es handelt sich um einen Denudationsrest, welcher beweist, daß sarmatische Sedimente früher auch westlich des Randbruches verbreitet waren. Ferner halte ich auch die reschen Quarzsande für sarmatisch, welche östlich Nikolsburg in der Sandgrube Czujan und in ihrer Umgebung (Aufschlüsse 244—247) vorkommen und *Mastodon angustidens*, ferner Rhinozeratenreste und (?) *Dicroceros* sp. führen (siehe bei Aufschluß 325!). Sie stimmen petrographisch mit den sarmatischen weißen Quarzsanden der Hohen Raisten überein, allerdings aber findet sich dort keine Säugetier-, sondern eine marine Konchylienfauna. — Sehr interessant ist der Aufschluß 102 nördlich Drasenhofen, wo über den weißen Quarzsanden noch Pannon und Oberpliozän-schotter folgen. Es wäre hier ein weiterer Beleg für die ehemals größere Ausbreitung des Sarmat und Pannon westlich des Randbruches erbracht, wenn meine Altersdeutung noch durch Fossilfunde bekräftigt würde.

Wir sahen, daß das Torton westlich unseres Kartenbereiches (auf dem Tannowitzer Höhenzug) dem Schlier aufliegt, innerhalb des Kartengebietes aber überall dem Alttertiär. Nur der Leithakalk ruht manchmal auf Jurakalk. Östlich der Kalkberge war also der Schlier bereits überall wieder denudiert, als das Torton zum Absatz gelangte. Über das Liegende des Sarmat sind wir leider nicht so gut unterrichtet, da es nirgends erschlossen ist.

Die Konchylienfauna des Sarmat habe ich anderwärts (16, S. 213—215) beschrieben. Ein Nachtrag findet sich am Schlusse meiner Arbeit über die Aufschlüsse im unteren Thayalande (vor dem Literaturverzeichnis).

D. Das Pannon.

Auch von diesem liegen westlich des Randbruches nur Relikte vor, und zwar nördlich Drasenhofen (Aufschluß 102) und in der Sandgrube beim Preußenfriedhof südlich Nikolsburg (Aufschluß 266 und Abb. 10 der Arbeit über die Aufschlüsse). Leider fehlen in beiden Vorkommen Fossilien. Nur die petrographische Identität (sehr feine Quarzsande, ferner die sogenannte Stauberde, das ist ein sehr feinsandiges, tonig-glimmeriges Sediment) mit dem Pannon östlich des Randbruches kann für die Altersbestimmung herangezogen werden.

Östlich des Bruches tritt neben den feinen Quarzsanden und der Stauberde auch Tegel auf (beim Preußenfriedhof bildet er nur dünne Bänkchen als Einlagerungen). Letzterer enthält manchmal Gips und ist von spärlichen Salzausbühlungen bedeckt. Ferner enthält er kalkige Konkretionen von zweierlei Art: einerseits mürbe, unregelmäßig begrenzte, indem bis 10 cm dicke Tegelschichten bis auf 15 cm Breite mit Kalk durchtränkt werden, andererseits harte, scharf begrenzte von flach kuchenförmiger Gestalt. Sie liegen den Schichtflächen parallel und weisen innerliche Schrumpfungsräume auf, äußerlich Risse, die besonders in den randlichen Partien auftreten und dann radial verlaufen.

Ein sehr fossilreiches Vorkommen entdeckte ich südlich Feldsberg im Katzelsdorfer Wäldchen (in den Buchstaben nh der Spezialkarte 1:25.000), schon ganz nahe dem Schrattenberger Schlier. Reich an Versteinerungen ist ferner das Pannon in einem Hohlweg neben der Schloßgartenmauer am SW-Ende von Feldsberg, ferner in der Feldsberger Fürstlichen Ziegelei (wo über 2 m pannonischem Sand 2 m diluvialer Sand und dann 5 m Löß lagern). Recht gut aufgeschlossen sind die Sande und die Stauberde auch im Eisenbahneinschnitt östlich des Belvedere. Im Sande des Hohlweges südlich davon fand ich ein *Cardium conjungens* PARTSCH (das Sediment im Bahneinschnitt und im Hohlweg ist petrographisch identisch mit dem vom Preußenfriedhof).

Sehr fossilreich ist das Pannon SW des Belvedere und besonders im Hohlwege NO ϕ 191 (nordwestlich des Belvedere). Ein kleines, aber bezeichnendes Vorkommen ist in Aufschluß 131 beschrieben.

Ob die Tegel und Sande, welche SW Feldsberg an ganz beschränkten Stellen im Ackerboden sichtbar sind, ohne aufgeschlossen zu sein, noch zum Pannon gehören oder schon zum Sarmat der Hohen Raisten ist unsicher. Dasselbe gilt für die Tegel, welche in der Ziegelei westlich Feldsberg, an der Straße gegen Schrattenberg, zutage treten. Sie werden dort von Löß bedeckt.

Die Fauna der oben genannten Fossilfundstätten habe ich an anderer Stelle (16, S. 217—219) beschrieben. Ein Nachtrag findet sich am Schlusse der Arbeit über die Aufschlüsse, vor dem Literaturverzeichnisse. Die Fossilien sprechen für unteres Pannon (Zone der *Congeria ornithopsis* BRUS.), nur die Vorkommen in der Fürstlichen Ziegelei und im Hohlwege neben der Feldsberger Schloßgartenmauer könnten nach dem sehr häufigen Vorkommen von *Unio Moravica* HOERN. einer höheren Stufe angehören.

E. Das Oberpliozän.

Meist liegt über dem Pannon ein sehr bezeichnender Schotter, der eine nur wenige Meter mächtige Decke bildet. Er transgrediert aber auch über andersalterige Sedimente, zum Beispiel bei Bischofwart und unmittelbar nördlich der Teiche über Sarmat (siehe bei Aufschluß 325!). Er macht an dem Randbruche nicht halt, sondern überschreitet ihn in westlicher Richtung. Wir finden ihn NO Voitelbrunn und NW Bischofwart auf Tortontegel liegen (Aufschluß 334 und nördlich des Runzenfeldes), desgleichen zwischen Nikolsburg und der Porzinsel; am Kienberg liegt er auf Tortonsanden (Aufschluß 243), in der Ziegelei Pisk auf sarmatischem Rissotentegel (Aufschluß 238), in der Sandgrube beim Preußenfriedhof auf pannonischer Stauberde (Aufschluß 266). Der westlichste Punkt seines Auftretens befindet sich in Nikolsburg, wo er hinter dem Hause Erfurter Straße (früher Obere Bahnhofstraße) Nr. 18 in einer Sandgrube ausgebeutet wird. Westlich von ihr führt nach SW ein Weg vorbei, der von einem Graben begleitet wird. In diesem waren heuer nach heftigen Regengüssen Auswaschungen zu sehen, durch welche unzweifelhafter Auspitzer Mergel bloßgelegt war. Demnach ruht hier der Schotter direkt auf Flysch.

Diese Tatsachen lassen sich nur so erklären, daß vor Ablagerung des Schotters nicht nur die miozänen Sedimente, sondern auch das Pannon schon denudiert war. Es muß also zwischen der Ablagerung des letzteren und derjenigen des Schotters ein längerer Zeitabstand angenommen werden, in welchen nicht nur die Denudation des Pannon, sondern auch die Entstehung des Randbruches fällt. Als diesen Zwischenraum sah ich das eigentliche Pont an und reihte daher den Schotter in die dazische Stufe ein.

Ich glaube berechtigt zu sein, die auf der Karte unter der gleichen Ausscheidung zusammengefaßten Schotter auch wirklich als gleichalterig ansehen zu dürfen, denn nicht nur die Fauna ist dafür eine Stütze, sondern auch die petrographische Zusammensetzung. Diese ist nämlich überall die gleiche, obwohl unser Sediment über weite Flächenräume hin ausgebreitet ist, wobei es überall eine nur bis wenige Meter mächtige Decke bildet. Im W, etwa bis zum Nimmersatt, herrschen Quarz und Hornstein vor; Urgesteinsarten, Flyschsandstein und Jurakalk fehlen nicht, treten aber stark zurück. Je weiter nach O, eine desto geringere Rolle spielt der Hornstein, eine noch geringere der Flyschsandstein und der Jurakalk, während der Quarz bleibt und die Urgesteinsarten zunehmen (siehe bei Aufschluß 130!). Es ist zwar nicht anzunehmen, daß aller Hornstein aus unseren heimischen Kalkklippen stammt, aber nach der besprochenen Änderung in der Zusammensetzung der Schotter müssen dieselben doch viel heimisches Material beigemischt erhalten haben. Ich stelle mir vor, daß die die Gerölle herbeiführenden Gewässer Quarz und Hornstein etwa aus der Brüner Gegend mitgebracht haben, wo außer Urgestein früher sicher auch noch mehr Jura mit Hornsteinen verbreitet war. Die Zusammensetzung der Schotter hauptsächlich aus harten Bestandteilen weist ja auch auf einen langen Transport im Wasser hin, man kann also an Wasserläufe aus dem W oder an die oberpliozäne Schwarza als Bringerin für unsere Schotter denken. Diese müssen dann aus den Kalkklippen und dem Flysch des unteren Thayalandes einen neuerlichen Zuwachs an Geröllen (Sandstein und Kalk) bekommen haben.

Ein einheitliches Merkmal unserer Schotter ist ferner, daß sie überall verkieselte Hölzer führen. Diese stammen wohl aus den angenommenen denudierten Sedimenten des Pannon. Ablagerungen dieses Alters waren früher ja, wie gesagt, viel verbreiteter wie heute.

Die Farbe unserer Schotter ist meist rostbraun, selten gelb oder gar lichtgrau bis weißlich. Die Gerölle haben durchschnittlich bis Faustgröße. Wechsellagerung mit rostbraunen (selten gelb oder licht gefärbten) groben Sanden kommt vor. Letztere sind fast immer lebhaft kreuzgeschichtet, die Schotter dagegen liegen ungestörter, und zwar um so mehr, je größer sie sind. Die größten liegen horizontal. — Untergeordnet finden sich auch Linsen oder Schichten von grauem Ton.

In den Schottern kommen röhrenartige, rostbraune Konkretionen vor, die aus durch Limonit verkitteten Quarzkörnern bestehen. ABEL (1, S. 34) erklärt sie als konkretionäre Verkittung um eingeschwemmte Äste und Wurzeln.

Die Schotterdecke hat bisher außer abgerollten tortonischen Fossilien und *Helix*-Schalen nur Säugetierreste geliefert. Es handelt sich also um eine fluviatile Aufschüttung. RZEHAČ (10, S. 47) hielt sie (beim Preußenfriedhof) für oberpliozän (thrakisch) und führte zur Begründung an, daß sie mit dem thrakischen „Belvedereschotter“ petrographisch übereinstimmt, keine Spur von Fossilien der unterpliozänen Kongerienschichten enthält und räumlich von diesen ganz getrennt ist. In der Tat besteht mit dem dazischen Laaerbergsschotter eine große Ähnlichkeit, und zwar nicht nur in der petrographischen Zusammensetzung, sondern auch in den Sedimentationsbedingungen. Denn da beide Ablagerungen trotz der Nähe der aus Kalk und Flysch zusammengesetzten alpin-karpathischen Faltingszone meist aus Quarz bestehen, verraten sie beide einen langen Transport von weiter her (für den Hornstein unseres Schotters kommt, wie gesagt, die Gegend um Brünn in Betracht, für den Quarz und das Urgestein könnte auch das Böhmisches Massiv westlich Znaim der Ursprungsort sein).

Ich habe aus unserer Schotterdecke eine ganze Reihe von Säugetierresten sammeln können, die sich alle auf primärer Lagerstätte befanden, da sie nicht im mindesten abgerollt waren. Sie stammen zum Teil aus der jetzt aufgelassenen Sandgrube in Nikolsburg, Bahnhofstraße Nr. 14. (Diese lag nördlich neben der erwähnten jetzigen Grube hinter dem Hause Erfurterstraße, früher Bahnhofstraße Nr. 18.) Andere von mir gesammelte Säugetierreste stammen aus einer Sandgrube SO Nikolsburg (beim Franzosenkreuz ϕ 225), aus der Sandgrube Brunner südlich Nikolsburg (= Aufschluß 265) und aus der Gemeindesandgrube bei Bischofwart (= Aufschluß 129). Man kann also wohl davon sprechen, daß die Schotter im ganzen Gebiet auch paläontologisch einheitlich sind. Herr Dr. SICKENBERG hatte die Liebenswürdigkeit, die Fauna zu bestimmen. Das Resultat habe ich früher (16, S. 221/222) mitgeteilt. Er fand *Brachypotherium* cf. *Goldfussi*, einen Zahn von *Brachypotherium* oder *Aceratherium* sp., *Dinotherium* sp., dann nicht näher bestimmbare Reste von Proboszidiern und Rhinocerotiden. Besonders war ihm die Häufigkeit der sonst recht seltenen Nashornart *Brachypotherium* aufgefallen. Er bemerkt, „so große Formen wie die hier vorliegenden sind nur aus dem Pliozen bekannt“ (gemeint ist, „nicht aus dem Sarmat“). Herr Dr. RUDOLF BRUNNER, dem

für seine Mühe ebenfalls bestens gedankt sei, bestimmte später noch einige Reste, wodurch das obige Faunenbild nur bestätigt wurde. Aus der Gegend von Nikolsburg (die genauere Fundstelle war leider nicht mehr zu ermitteln) befand sich darunter ein Zahn von *Dinotherium giganteum* KAUP.

Es ergibt sich also das Bild der unterpliozänen *longirostris*-Fauna, auch „zweite Säugetierfauna“ genannt. Dazu kommt noch, daß ABEL aus der Sandgrube beim Preußenfriedhof (1, S. 34) ebenfalls eine unterpliozäne Fauna bestimmte (*Hipparion gracile* HENSEL, *Chalicotherium* sp. aff. *Goldfussi* KAUP, *Steneofiber Jaegeri* KAUP, *Dinotherium giganteum* KAUP).

Trotz dieser Resultate ABELS vom Jahre 1910 hat dann RZEHAk im Jahre 1922 die Schotter als oberpliozän erklärt. Vielleicht dachte er dabei daran, daß KAYSER die Pikermifauna für oberpliozän erklärte, oder er gab den geologischen Beweisen vor den paläontologischen den Vorzug.

Für uns ergibt sich jedenfalls, daß die oben erwähnten geologischen Gründe für oberpliozänes Alter sprechen, während die Fauna auf Unterpliozän (Pannon) deutet. Man könnte natürlich auch annehmen, daß die von uns angenommene Sedimentationslücke zwischen dem Pannon und der Schotterablagerung ganz kurz war und noch in das Pannon selbst fiel, so daß auch die noch jüngere Schotterdecke ebenfalls noch dem Pannon (Unterpliozän) angehören könnte. Es ist aber fraglich, ob eine so kurze Zeit für die Denudation so mächtiger Ablagerungen, wie wir sie oben nannten, ausreichen würde. Auf der Karte habe ich die Schotterdecke als oberpliozän ausgeschieden.

ABEL hat sich nicht darüber geäußert, ob seine Fauna aus der Sandgrube beim Preußenfriedhof aus den dort auftretenden pannonischen Sanden herrührte, oder aus den auf den Sanden liegenden Schottern. Im ersteren Falle wäre für diesen einen Fundort (aber eben nur für ihn) das unterpliozäne Alter erklärt. Eine Nachprüfung der von ihm untersuchten, jetzt im Paläontologischen Institut der Universität Wien befindlichen Säugetierreste vom Preußenfriedhof ergab aber nach den ihnen anhaftenden Resten von grobem, rostbraunem Sand, daß sie aus den Schottern stammen. Ferner wäre nicht viel damit gewonnen, wenn für die Reste von dieser einen Fundstelle erwiesen wäre, daß sie aus einem unterpliozänen Sediment stammen, denn es blieben dann immer noch die Funde von den anderen Stellen und dort handelt es sich um die Schotter. In der Sandgrube Brunner (Aufschluß 265) wurden die Säugetierreste angeblich aus 5¹/₂ m Tiefe gewonnen, das heißt, aus kreuzgeschichteten Sanden, die dort unter den groben rostbraunen Schottern liegen. Es ist aber wohl anzunehmen, daß die Sande nicht zum Pannon gehören, sondern daß sie zeitlich bereits den Schottern zugehören, denn solche Sande sind sonst aus unserem Pannon nicht bekannt. So muß man annehmen, daß auch die ABELSCHEN Funde aus der hangenden Schotterdecke stammen.

Das Diluvium.

Die Schotterterrassen bei Tracht, Schakwitz und Neumühl liegen teilweise recht hoch und zeigen auch eine ziemliche Unabhängigkeit vom heutigen Flußbett. Sie dürften daher einer älteren Phase des Diluviums angehören. Ähnlich verhält es sich mit jenen Schottern, welche den Fluß

südlich begleiten. Es gibt dort aber auch Schotter, welche viel tiefer, sogar bis zum Thayaspiegel herabgehen, so daß man schließen muß, sie seien in jüngeren Phasen des Diluviums abgelagert worden. Auch sie jedoch liegen unter dem Löß.

Abgesehen von diesen alten Schottern schmiegen sich sämtliche anderen diluvialen Ablagerungen unseres Gebietes völlig dem Untergrund an und reichen überall bis auf die heutigen Talsohlen herab. Das Gelände war also zur Zeit ihrer Bildung bereits völlig ausgestaltet und hat seither keine Veränderungen mehr erfahren.

Diese Sedimente zeigen überall eine bemerkenswerte Gleichartigkeit: Ton und fluviatiler Sand werden von sandigem und schließlich von reinem Löß überlagert. Alle diese Sedimente enthalten die gewöhnlichen drei Lößschnecken, sie gehören also dem jüngeren Diluvium an. Nur an wenigen Stellen fand ich andere Konchylien, zum Beispiel in einer Sandgrube in Pulgram und dann im geschichteten Löß in einem Hohlweg, welcher östlich Unter-Wisternitz von der Straße nach O abzweigt (nördlich \diamond 206). Die Fauna dieser beiden Stellen ist noch nicht untersucht.

Der Ton ist gewöhnlich grau, selten braun, gut geschichtet und wechselt häufig mit Sand. In der Nähe der Juraberge enthält er oft viel Kalkschutt (eckigen und kantengerundeten; gut abgerollte Stücke sind selten). Er besteht aus umgelagertem Material der bunten Tone und des Auspitzer Mergels. So verhält es sich auch südlich Unter-Wisternitz, wo die umgeschwemmten, oberflächlichen Verwitterungsschichten der alttertiären Mergel und Tone einen Einblick in die Zusammensetzung der tieferen Schichten verhindert. RZEHAČ (11, I, S. 53 unten) hat diesen Letten zwischen Ober- und Unter-Wisternitz als diluvial erkannt. Gestützt auf ihn, wurde die Ausscheidung auf der Karte vorgenommen.

Ein großer Teil der gut geschichteten, fluviatilen Sande liegt ebenfalls direkt unter dem Löß; so ist es zum Beispiel östlich Unter-Wisternitz, wo das Diluvium seine größte Mächtigkeit im Kartenbereiche erlangt. WOLDRICH-STEJSKAL (19) fanden dort über den Niemtschitzer Schichten 17 m Sand und darüber noch 18 m Löß! Ihre Deutung des Sandes als äolisch kann ich nicht bestätigen.

Die Fauna dieser im Kartenbereiche weit verbreiteten, gut geschichteten Sande, die unter dem Löß liegen, spricht für einen wärmeren Abschnitt des Spätdiluviums; so wurden vor zehn Jahren in einer ehemaligen Sandgrube hinter der Oberort-Schule in Nikolsburg (im „Zwergelgarten“) in 3 m Tiefe drei Geweihstücke von *Cervus elaphus* L. gefunden, „die auf besonders günstige Ernährungsverhältnisse der damaligen Zeit schließen lassen“ (20, Bd. 65, S. 156); der Sand bedeckt einen großen Flächenraum im nördlichen Teile der Stadt Nikolsburg und taucht gegen N unter Löß (Aufschluß 42). — Ähnlich liegen in der Fürstlichen Ziegelei in Feldsberg über den pannonischen Sanden 2 m wohl geschichteten diluvialen Sandes mit Lößschnecken; auch zwei Kieferfragmente des Wildpferdes und zwei Geweihfragmente des Edelhirsches wurden mir daraus von dort gebracht; darüber liegen 5 m nicht geschichteter Löß. — Beim Bau der Millowitzer Wasserleitung (siehe die Kartenskizze zu den Aufschlüssen!) wurde in 2 m Tiefe im sandig-tonigen, geschichteten Diluvium außer den Lößschnecken ein Knochen eines Boviden (*Bison priscus* MEY. [?]) gefunden (Aufschluß 29).

Die Wechsellagerung des Sandes mit Ton sowie mit feinkörnigen Schotterebenen beweist, daß es sich um ein fluviatiles Sediment handelt.

Unter dem östlichen Teile der Gemeinde Pulgram gibt es unter dem Löß eine mächtige Ablagerung von geschichtetem Ton und tonigem Sand mit einer Anzahl eingelagerter dünner Torfschichten sowie mit den drei gewöhnlichen Lößschnecken. Auch diese Ablagerung ist spätdiluvial. Die Untersuchung der Torfschichten (Pollenanalyse usw.) ist eingeleitet.

Der Sand wird von sandigem, geschichtetem und endlich von nicht geschichtetem Löß überlagert. Ersterer führt, wie erwähnt, sehr häufig die bekannten drei Lößschnecken, die offenbar eingeschwemmt sind. In fast allen größeren Ziegeleien sieht man den Löß nach unten sandig und geschichtet werden, doch kommen auch Ausnahmefälle vor, wo der sandige Löß fehlt und der nicht geschichtete dem Tertiär direkt aufliegt. Das Schichtprofil ist immer gleich: ohne scharfe Grenze ruht der Löß auf den gut geschichteten diluvialen Sanden und den Tonen. Er ist also zweifellos jünger, geht jedoch allmählich aus den letzteren Sedimenten hervor, woraus man schließen muß, daß mindestens die Hauptmasse derselben unmittelbar vor der Lößbildung abgelagert wurde. Es ist zwar möglich, daß durch pollenanalytische und faunistische Untersuchungen auch ältere Tone, beziehungsweise Sande nachgewiesen werden, bis jetzt besteht jedoch kein Grund für die Annahme solcher älterer Diluvialsedimente.

Die Mächtigkeit des Löß beträgt meist nur wenige Meter, doch kann sie darüber bedeutend hinausgehen (in der Ziegelei östlich des Tuold 10 m; nordöstlich Voitelbrunn, wie bei Aufschluß 294 beschrieben, 12 m; östlich Unter-Wisternitz 18 m).

Im Laufe der Jahre ist es mir möglich geworden, eine größere Zahl von diluvialen Säugetierknochen unserer Gegend für das Nikolsburger Museum zu erwerben. Den größten Teil davon hat K. SCHIRMEISEN auf meine Veranlassung bestimmt und publiziert (20). Er bestimmte aus dem Löß an der O-Seite des Tuold: *Elephas primigenius* BLUM., *Rhinoceros tichorhinus* CUV., eine große und eine kleine Rasse vom Wildpferd, *Bison prisus* MEX.; aus dem Löß, welcher am N-Ende des Kesselberges (oberhalb Ober-Wisternitz) im Steinbruch Fischer dem Jurakalk aufliegt: *Alces palmatus fossilis* H. v. M., *Cervus elaphus* L., *Rangifer tarandus* L.; von einer nicht näher feststellbaren Stelle aus dem Löß der Nikolsburger Umgebung, desgleichen vom Brunnen 8 (östlich des „Pfaffenbrückels“ = OSO Bottichstein) der Nikolsburger Wasserleitung (1927 im Löß, 4½ m tief, gefunden; siehe Aufschluß 42!): *Rhinoceros tichorhinus* CUV.; aus einer Spalte im „Hinteren Steinbruch“ des Tuoldberges: *Rangifer tarandus* L. und *Ursus spelaeus* ROSEN. (das Museum besitzt zahlreiche Reste des Höhlenbären aus dieser Höhlenspalte, welche demnach von dieser Tierart stark bewohnt gewesen sein muß).

Im Wald nordöstlich des Hocheck fand ich bei einer Brunnengrabung in 1½ m Tiefe im Löß ein Geweihstück von *Cervus elaphus* L. (16, S. 210). Bekannt ist das Vorkommen von Mammut und Wollhaarnashorn im Löß von Pollau—Unter-Wisternitz an der paläolithischen Siedlungsstätte (auch im Nikolsburger Museum liegen Knochen von dort). Ferner wurden im Löß gefunden: *Elephas primigenius* BLUM. beim Bau des Schulhauses in Klentnitz (Aufschluß 37) und bei den Ober-Wisternitzer Weinkellern (Auf-

schluß 75), ein Zahn vom Wildpferd am W-Hang des Tafelberges (21, S. 115, Fig. 2).

Schon seit Jahrzehnten ist mir eine Spalte im Hemmelschen Steinbruche an der W-Seite des Tafelberges bekannt, die sich von der Hochfläche des Berges an bis tief unter die Steinbruchsohle hinunter fortsetzt. Sie ist teilweise mit Höhlenlehm und Knochen verschiedener diluvialer Tiere (Vögel und Säuger) erfüllt. Es dürfte sich um dieselbe Spalte handeln, von welcher ich früher (21, S. 112) berichtete. Die Knochen, die ich von dort für das Nikolsburger Museum bergen konnte, wurden ebenfalls von K. SCHIRMEISEN beschrieben. Er fand (20): *Elephas primigenius* BLUM., *Rhinoceros tichorhinus* CUV., *Equus ferus* PALL., *Bison priscus* MEY., *Sus scrofa* L., *Rangifer tarandus* L., *Lagopus albus* LEACH., Schneegans?, Rabe?, *Cervus elaphus* L., *Equus germanicus* NEHR., *Cervus capreolus* L., *Lepus timidus* L., *Cricetus vulgaris* DESM., *Vulpes vulgaris* L., Iltis? — SCHIRMEISEN schließt daraus mit Recht auf eine „wärmere Eiszeitperiode“. Wir werden wohl nicht fehl gehen, wenn wir das Alter dieser Fauna dem der fluviatilen Sande und Tone gleichsetzen.

Ein weiteres, unter dem Löß liegendes Sediment ist der Schuttlöß. Er besteht aus Löß mit einer verschieden großen Beimischung von mehr oder weniger kantengestrichelten bis kantengerundeten Kalkstücken. Es kommen aber auch unvollkommen gerundete Stücke vor und die Oberfläche der Gesteinsbrocken ist sehr häufig auffällig geglättet. Alles dies deutet auf einen, wenn auch beschränkten Transport im Wasser hin. Die Kalkstücke sind durchschnittlich etwa faust- bis kopfgroß, können aber in der Nähe der anstehenden Jurakluppen viel größer sein. Das Mischungsverhältnis von Löß und Kalkschutt ist sehr verschieden, so daß schließlich sowohl die eine wie die andere Komponente fast ganz zurücktreten kann.

Dieses Sediment ist an die Nachbarschaft der Juraberge gebunden. Südlich Pollau ist es noch bis über 1 km vom Fuß des Maidenberges entfernt zu treffen. WOLDRICH und STEJSKAL beschrieben Schuttlößschichten, aber auch typischen Löß, welche mitten zwischen den geschichteten Sanden in der Unter-Wisternitzer Ziegelei vorkommen (19, S. 5, Mitte), was ein Beweis dafür ist, daß die drei Sedimente unmöglich eine größere Altersverschiedenheit besitzen können. In der Tat dürfte die Hauptmasse des Schuttlöß dem unter dem Löß liegenden geschichteten Diluvium angehören und teilweise mit dem fluviatilen Sand gleichalterig sein, teilweise etwas jünger sein als er. Aus den Aufschlüssen 31, 33, 217 und manchen anderen geht hervor, daß der Ton und der Sand gewöhnlich an der Basis der diluvialen Sedimente liegen und daß erst darüber die Hauptmasse des Schuttlöß und über letzterem die Hauptmasse des Löß folgt. Natürlich müssen nicht immer alle Schichtglieder vorhanden sein. So liegt zum Beispiel in Aufschluß 39 Schuttlöß direkt auf Oligozän. Auch können im Schuttlöß noch Sand- oder Tonschichten und -linsen eingelagert sein (zum Beispiel in Aufschluß 31).

An sehr vielen Stellen sieht man die Überlagerung des Schuttlöß durch Löß sehr deutlich, aber eine scharfe Grenze ist dabei nirgends sichtbar. Im Gegenteil pflegen sich nach oben immer mehr Schichten von echtem Löß einzuschalten, bis endlich der letztere allein vorherrscht. Aber noch mitten in ihm kann man manchmal Schuttlößschichten eingelagert sehen.

Der Schuttlöß ist an manchen Stellen (zum Beispiel Aufschluß 223/1 östlich Pollau) sehr deutlich geschichtet und enthält zuweilen sogar Tonschichten eingelagert, wodurch seine hauptsächlich fluviale Entstehung bewiesen ist (auch an den „G'stätten“-Steilrändern westlich und südwestlich des Aufschlusses 223/1 ist er sehr schön geschichtet). Andernorts ist die Schichtung weniger ausgesprochen, immer aber noch deutlich genug. Schon die Mischung der Kalktrümmer mit echtem Löß beweist aber, daß kein rein fluviales Sediment vorliegt. Wir müssen uns vielmehr vorstellen, daß es sich teilweise um Kriechschutt handelt, ferner um flächenhafte Abschwemmung von Kalkschutt an den Flanken der Juraberge zur Zeit größerer

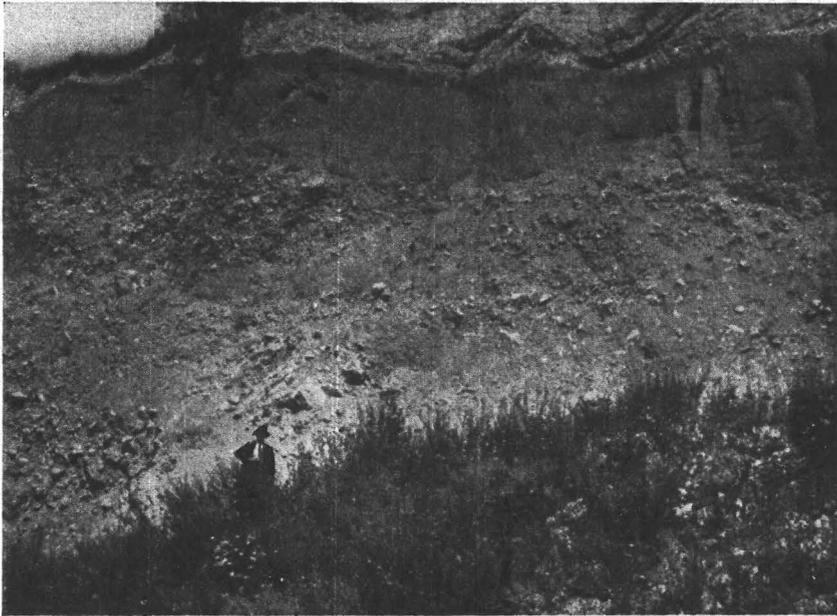


Abb. 2.

Partie aus dem Gemeindesteinbruche von Ober-Wisternitz. Schuttlöß, bis 10 m mächtig, wird von Löß überlagert. Dieser trägt eine schmale, dunkle Humusdecke (die ehemalige Terrainoberfläche). Ganz oben (am oberen Bildrande) liegt noch künstlicher Schutt (Abraum aus dem Steinbruche).

Niederschläge. Ich denke also nicht an einen Transport in strömendem Wasser. Gleichzeitig mit der Bildung der Schuttschichten wurde als äolische Komponente der Ablagerung Löß angeweht.

Es wurde schon erwähnt, daß auch der Ton stellenweise mit kantenbestoßenen Kalkbrocken gespickt ist. Ferner findet man an manchen Stellen, zum Beispiel am NW-Hang des Hl. Berges, südwestlich Bergen, zwischen Nikolsburg (siehe bei Aufschlüsse: Festung V und Laufgraben bei B 21!) und der Porzinsel, gut geschichteten diluvialen Quarzsand, gemischt mit demselben Kalkschutt, beziehungsweise mit Kalkschotter. Es dürfte sich dabei um Ablagerungen handeln, die dem Schuttlöß alters-

gleich sind. Auch die Schützengräben nordnordöstlich und südlich \diamond 198 westlich Ober-Wisternitz (27, S. 388) zeigten dasselbe Sediment (Sand mit Kalkschutt). Daß es fluviatiler Entstehung ist, erscheint unzweifelhaft. Man könnte am besten von „fluviatilen Schuttströmen“ sprechen.

Nach dem Gesagten ist das geschichtete Diluvium (Schuttlöß, ferner Ton, Sand sowie deren Vermengung mit Kalkschutt und -schotter) in der Hauptsache etwas älter als der Löß, geht aber nach oben allmählich in ihn über. Das Alter des Lösses läßt sich nach den paläolithischen Funden feststellen. Schon die seinerzeitige Auffindung einer Solutrélanzenspitze im Löß bei Millowitz bestimmt sein Alter. Bei Pollau—Unter-Wisternitz liegt die altsteinzeitliche Kulturschichte an der Grenze des geschichteten Diluviums und des Lösses. Im Gemeindesteinbruche von Ober-Wisternitz am N-Ende des Kesselberges liegt über dem Jurakalk Schuttlöß und über diesem Löß. In ersterem, hauptsächlich nahe seiner oberen Grenze, kenne ich mehrere humose und schwärzliche Schichten mit Säugetierknochen, sicher paläolithische Kulturschichten der Aurignaczeit; Artefakte allerdings konnte ich dort noch keine finden. Herr GRETZ, Gemeinsekretär in Unter-Wisternitz, entdeckte ferner am O-Ende von Pollau, im Hohlweg, welcher zur \diamond 167 führt, und nördlich neben dem Weg auf den Feldern, wo der Schuttlöß zutage tritt, eine anscheinend sehr bedeutende Fundstätte der Aurignaczeit, die bis jetzt noch ganz unbekannt war. Es ist wichtig, daß auch sie an die Grenze Schuttlöß—Löß gebunden ist (\diamond 167 liegt nördlich \diamond 187).

Wir dürfen demnach nicht daran zweifeln, daß der Schuttlöß mit seinen gleichalterigen Bildungen dem *Aurignacien* entspricht und daß der Löß den darauffolgenden Eisvorstoß der Solutrézeit einleitet, daß also beide spätdiluvial sind (unter dem Ausdruck „Spätdiluvium“, auch „jüngeres Diluvium“, verstehe ich die Zeit seit der Mitte des Mindel-Riß-Interglazials). Dieses Resultat stimmt damit überein, daß die Geländegestaltung zur Zeit der Bildung dieser Sedimente bei uns bereits völlig abgeschlossen war.

An manchen Orten finden sich in unserem Löß humose Schichten, die aber nie durchlaufend sind, sondern seitlich auskeilende Linsen bilden. Es ist auch keinerlei Anhaltspunkt dafür gegeben, daß die Linsen sich zu einer durchlaufenden Zone zusammenfügen, so daß sie zur Gliederung des Lösses in mehrere verschiedenalterige Abteilungen verwendet werden könnten. Im Gegenteil sieht man, zum Beispiel in der Langerschen Ziegelei in Pulgram, solche humose Schichten in ganz verschiedenem Niveau auftreten, ja sie reichen bis auf die Basis des Lösses (das Alftertiär) hinab. Solche humose Linsen gibt es auch in der Ziegelei östlich des Janitschberges (Aufschluß 238), nördlich Voitelsbrunn (Aufschluß 294) und östlich Unter-Wisternitz (Aufschluß 216, Literaturverzeichnis 19).

Da also diese humosen Lagen örtlich ganz beschränkt sind und zusammenhanglos in den verschiedensten Niveaus auftreten, darf man sie nach dem gegenwärtigen Stand unseres Wissens nicht zu einer Gliederung des Lösses verwenden. Erst die genaue Untersuchung der Fauna und die Pollenanalyse werden jedoch darüber eine endgültige Entscheidung bringen. Vorläufig können wir bei uns nur einen, den Löß III (nach BAYER) erkennen, die humosen Linsen lassen sich als Überreste von Tümpeln oder als Spuren von Grasbränden und dergleichen, also als rein lokale Erscheinung deuten.

Ein großer Teil der diluvialen Sande wird nicht von Löß bedeckt, und in diesem Falle ist die Altersdeutung schwierig. Manche (zum Beispiel südöstlich Rakwitz, Aufschlüsse 375, 376) enthalten die gewöhnlichen drei Lößschnecken und dürften ebenfalls dem Schuttlöß altersgleich sein. Dieselbe Fauna findet sich in den feinen, manchmal tonigen Quarzsanden am N-Ende von Nikolsburg und am SO-Hang des Hl. Berges. Zwischen Galgenberg und Porzinsel enthält der gutgeschichtete Sand umgeschwemmte Torton- und Sarmatkonchylien, auch eine große *Helix*. Er ist jedenfalls fluviatil und kann dem Schuttlöß gleichalterig sein. Zwischen Galgenberg und Bratelsbrunn dürfte es sich in der Hauptsache um Flugsand handeln, zumal man dort manchmal prächtige Drei- und Vierkanter findet. Größere Geschiebe von Quarz, aber auch verkieselte Hölzer sind dort mit „Wüstenlack“ bedeckt (was übrigens auch für das Gebiet zwischen Nikolsburg und der Porzinsel gilt). Der diluviale Sand bei Bratelsbrunn ist nur etwa $\frac{1}{2}$ m mächtig. Er überlagert den Schlier mit seinen Plattensandsteinen.

Bei den Dünensanden kann es sich natürlich um äolisch umgelagerte, ursprünglich fluviatile Diluvialsande handeln. Da diese beiden Arten von Quarzsand schwer zu trennen sind, habe ich sie auf der Karte in eine Ausscheidung zusammengefaßt. Die Dünensande kann man zum Teil als gleichalterig mit dem Löß deuten (Steppenklima), doch kann die Dünenbildung noch viel länger, sogar bis heute, andauern haben. Befinden wir uns doch hier an der Grenze des pontischen Klimagebietes, und noch heute wehen manchmal Sandstürme über das untere Thayaland hinweg. Im benachbarten Ungarn mit seinem ähnlichen Klima dauert auch heute die Dünenbildung noch an.

Viele unserer jungen Sande, zum Beispiel von Voitelsbrunn an in der Teichsenke bis zum östlichen Kartenrande, sind wegen der eingelagerten Schotterschichten in der Hauptsache fluviatil (die horizontale Schichtung dieser Ablagerungen für sich allein müßte nicht unbedingt gegen eine äolische Entstehung sprechen). Doch ist es möglich, daß sie zum Teil postdiluvial äolisch umgelagert sind.

Die Quarzkörnchen unserer Diluvialsande stammen teilweise aus dem Steinitzer Sandstein, dessen oberflächlichen Zerfall zu Sand man oft gut studieren kann (Aufschluß 122). Sofort nach dem Zerfall wird der Sand, oft sogar noch am Orte seiner Entstehung, entweder äolisch oder fluviatil umgelagert und kommt so zu einer neuen Schichtung.

Am W-Rande des Muschelberges gibt die ABELSCHKE Karte miozänen Sand an (Aufschluß 282). Er enthält allerdings zahlreiche Tortonkonchylien, aber diese sind oft abgerollt und weisen einen durch den Transport im Wasser entstandenen Glanz auf, auch kommen, besonders in den Nachbargruben (Aufschlüsse 287, 288), auch viele nur bruchstückweise erhaltene Schalen vor. Zudem ist der Sand mit Schuttschichten von Leithakalk durchsetzt. Diese enthalten auch Gerölle, welche aus den alttertiären Konglomeraten ausgewaschen wurden und in Aufschluß 282 fand sich sogar ein Backenzahn von *Rhinoceros tichorhinus* Cuv. Danach kann man behaupten, daß es sich auch hier um Spätdiluvium handelt, wahrscheinlich *Aurignacien*. Sehr merkwürdig ist, daß feiner Quarzsand bis auf die höchsten Teile des Muschelberges und der Kallerheide hinaufreicht. Auf dem Rücken dieser zwei Bergzüge sind ihm bis über 1 m große, gerundete und geglättete Blöcke von Leithakalk, auch vereinzelt daumennagelgroße

Quarzgerölle eingeschlossen. Es ist wahrscheinlich, daß es sich um Flugsand handelt, der hangaufwärts geblasen wurde, daß die Quarzgerölle aus dem Leithakalk an Ort und Stelle ausgewittert sind und daß die Kalkblöcke ihre Zurundung dem Windgebläse verdanken. Der Flugsand ist auf der Höhe der beiden Bergzüge durchschnittlich $\frac{1}{2}$ bis 1 m mächtig, an einer Stelle, wo er in einer trichterartigen Vertiefung zusammengeweht ist, 7 m (Aufschluß 108).

Alle bisher besprochenen geschichteten, diluvialen Ablagerungen reihe ich also auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse in die Aurignaczeit ein, den Löß aber in das Spätaurignac bis Solutré, das heißt, die ersteren in eine feuchte Warm-, den letzteren in eine trockene Kaltzeit.

Anders verhält es sich mit den Schottern. Nur entlang dem südlichen Thayaufser liegen sie unter dem Löß und gehören größtenteils einer Niederterrasse des Flusses an. In Eisgrub enthalten sie zahlreiche umgeschwemmte Tortonkonchylien, weshalb schon RZEHAČ an dem miozänen Alter dieser Ablagerung zweifelte (11, 2. Teil, S. 74).

Die teilweise recht hoch über der Thaya gelegenen Schotter von Tracht, Schakwitz und Neumühl dürften, wie schon gesagt, altdiluvial sein. Ähnliches gilt für die nördlich Drasenhofen auftretenden. Dagegen liegen die Schotter in der Senke südwestlich und südöstlich Nikolsburg (auf „Gieshübeln“ und „Lange Lüssen“) sowie südöstlich Voitelsbrunn viel tiefer. Alle diese Schotter unterscheiden sich petrographisch bedeutend von den oberpliozänen Quarz-Hornstein-Schottern, sie bestehen nämlich größtenteils aus weißem Quarz und aus Quarzit. Dadurch treten sie in scharfen Gegensatz zu den Schottern von Tracht, Schakwitz, Neumühl und Rakwitz, in welchen Urgesteinsarten neben Quarz dominieren und Sandstein selten ist, auch Jurahornstein spielt keine überragende Rolle.

Einer Niederterrasse gehören auch jene Schotter an, welche westlich Unter—Ober-Wisternitz auftreten. Auch sie unterscheiden sich stark von den oberpliozänen Quarz-Hornstein-Schottern und bestehen zur einen Hälfte aus Quarz, zur andern aus Urgestein und schwarzem Jurahornstein. Flyschsandstein ist äußerst selten, Jurakalk fehlt ganz. Die Zusammensetzung ist also ungefähr die gleiche wie bei den Terrassen von Tracht—Neumühl—Rakwitz, auch die rezenten Thayaschotter stimmen damit überein.

Höchst auffällig ist die ganz anders geartete Zusammensetzung der diluvialen Jurakalkschotter und -schuttmassen, welche, wie oben ausgeführt, mit feinem Quarzsand gemischt, südwestlich Bergen, am Hl. Berg, dann zwischen Nikolsburg und Porzinsel vorkommen. Sehr merkwürdig ist es auch, daß dieses Sediment westlich Ober-Wisternitz in den Schützengräben bei 198 (siehe Aufschlüsse, 27, S. 388!) ganz nahe an die Schotterterrasse herantritt, aber dabei doch seinen ganz anderen petrographischen Charakter beibehält. Man muß daher auf eine Altersverschiedenheit der beiden Sedimente schließen und könnte sich vorstellen, daß noch im Altdiluvium durch Flußläufe, die aus dem Böhmischem Massiv kamen, die hochgelegenen (200 bis 220 m absolut, 30 bis 40 m über der Thaya) Quarz-Quarzitschotter in der Senke südlich Nikolsburg abgelagert wurden. Ihr Umlagerungsprodukt könnten die ähnlichen Schotter südöstlich Voitelsbrunn sein. Dem Spätdiluvium (Aurignac) könnten die Jurakalkschotter (meist 20 bis 30 m über der Thaya, am Hl. Berg bedeutend mehr) ange-

hören. Die Niederterrasse von Rakwitz, jene westlich Ober—Unter-Wisternitz sowie die tieferen Teile der Terrassen von Schakwitz—Neumühl scheinen noch jünger zu sein. Ihre Höhe beträgt nur 5 m über dem heutigen Thaya-spiegel.

Es seien hier noch die Resultate einiger paläontologischer Untersuchungen angeführt, welche Herr Oberbuchhalter AEMILIAN EDLAUER (Weidling bei Klosterneuburg) auf Grund von Fossilien, die ich ihm zur Verfügung gestellt hatte, durchführte. Es handelt sich dabei um jene Aufschlüsse, welche beim Bau der Nikolsburger Wasserleitung 1926 bis 1928 geöffnet waren (vgl. 27, Aufschluß 42, S. 382—384). Es liegt dort über Alttertiär (zum Teil rote Tone der Niemtschitzer Schichten) geschichtetes, lehmig-sandiges Diluvium, teilweise auch Löß, und darüber eine alluviale tonige Ablagerung, die im unteren Teile schwärzlich, im oberen braun gefärbt ist. Aus dem Löß im Brunnen 2a bestimmte Herr EDLAUER *Succinea oblonga* DRAP., *Trichia hispida* L. *terrena*, *Pupilla muscorum* MÜLL., *Vallonia enniensis* GREDL, *Stagnicola palustris* MÜLL. Es handelt sich also (nach EDLAUER) um typischen Löß III.

Das über dem Diluvium liegende schwärzliche Alluvium lieferte unweit südlich Brunnen 7 (a. a. O., S. 384) *Succinea pfeifferi* R., *Helicella obvia* HARTM., *Chondrula tridens* MÜLL. Dasselbe Sediment enthielt südlich Brunnen 4 (zwischen diesem und dem den Bach überquerenden Feldweg) 1. *Galba truncatula* MÜLL., 2. *Succinea pfeifferi* R., 3. *Trichia hispida* L., 4. *Euomphalia strigella*, 5. *Eupisidium cinereum* ALDER, 6. *Radix ovata* DRAP., 7. *Gyraulus albus* MÜLL. — Unweit nördlich Brunnen 4 (in 2 m Tiefe), ferner zwischen Brunnen 2 und 3 fanden sich im schwärzlichen Alluvium dieselben, unter 1 bis 5 genannten Formen, ferner *Radix pereger* MÜLL., *Succinea putris* L., *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL.

Das braune Alluvium enthielt 60 m nördlich Brunnen 3: *Galba truncatula* MÜLL., *Succinea pfeifferi* R., *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Abida frumentum* DRAP., *Helicella obvia* HARTM., *Trichia hispida* L., *Eupisidium cinereum* ALDER. — Zwischen Brunnen 4 und 5 führte das braune Alluvium *Radix pereger* MÜLL., *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Eupisidium cinereum* ALDER. — Nach EDLAUER findet sich im schwärzlichen und braunen Alluvium nicht eine einzige typische Lößschnecke außer *Succinea oblonga* und *Trichia hispida*. Aber auch diese haben nicht die für die Lößvorkommen bezeichnende Ausbildung. Dagegen machen *Abida frum.*, *Radix per.* und *Euomphalia strig.* eine voralluviale Ablagerung unwahrscheinlich.

Ich fand dann im schwärzlichen Alluvium gleich südlich Brunnen 3 Schalen der Weinbergschnecke und der Teichmuschel. K. SCHIRMEISEN (Brünn) bestimmte weiter aus dem geschichteten, lehmig-sandigen Diluvium, welches unter dem schwärzlichen Alluvium gleich nördlich neben Brunnen 5a liegt, einen Knochen (1. Phalanx) vom Pferd, ferner aus dem schwärzlichen Alluvium derselben Stelle einen Zahn (M₂, oben) vom Pferd (kleine Abart) und einen femur, rechts, eines jungen Exemplares von *Sus scrofa*.

Die Ergebnisse von EDLAUER und SCHIRMEISEN, denen hiermit für ihre Mühe bestens gedankt sei, sind für meine geologische Deutung der Gegend des Marienmühlbaches eine willkommene Bestätigung.

Das Alluvium.

Hierher gehören zunächst die Sedimente vieler Talböden: die breite Talebene der Thaya wird von Schotter, Sand und Silt gebildet, sonst handelt es sich meist um tonig-sandige Ablagerungen. Ich verweise zum Beispiel auf die besser untersuchten Anschwemmungen des Marienmühlbaches nördlich Nikolsburg (Aufschluß 42) und des Dorfbaches von Miltowitz (Aufschlüsse 28, 29). Auch in der Senke zwischen Porzinsel und Nimmersatt gibt es gering mächtige, aus tonigen Anschwemmungen gebildete Alluvionen, die erst nahe dem Teiche auch schwache Schotter-schichten enthalten.

Ins Alluvium gehört dann ein großer Teil der Dünen-sande. Auf der Karte wurden sie mit den diluvialen Sanden vereinigt, da eine Trennung in der Natur schwer durchführbar ist.

Ob die Zuschleifung der spärlichen Kantengeschiebe, wie man sie besonders südlich Nikolsburg im Sandgebiet trifft, ferner die Glättung und Polierung der Oberfläche harter, freiliegender Gesteinstrümmer (verkiesselte Hölzer, Quarzitgerölle) zum Teil alluvial oder (was viel wahrscheinlicher ist) diluvial erfolgt ist, bleibt schwer zu entscheiden. Wohl aber gehört hierher der Kalksinter, der sich im Punitzgraben nördlich Tannowitz im Schliergebiet noch heute bildet.

In unserem trockenen Klima ist es eine Seltenheit, wenn man auf Ortsteinbildung trifft. Doch kommt auch sie ausnahmsweise vor (Aufschlüsse 139, 158).

Tektonik.

Die Karte zeigt, durch verschiedene Farbengebung charakterisiert, mehrere tektonische Einheiten. Eine davon ist die subbeskidische parautochthone Flyschzone. Ich will diesen Namen beibehalten, obwohl ich mir bewußt bin, daß es sich nur um den sogenannten Molasseflysch handelt, der ja jünger als der eigentliche, ältere Eozänflysch ist. Auch dieser tritt im Kartenbereiche auf, er bildet den O-Teil des Hügellandes von Saitz—Rakwitz und greift bis auf das südliche Thayaufer hinüber. Dieser ältere Flysch gehört zur beskidischen Decke, die von O her über das Subbeskidikum geschoben wurde.

Ich nehme an, daß zur Zeit der Sedimentation der Niemtschitzer Schichten sowie des Auspitzer Mergels-Steinitzer Sandsteines der Meeresuntergrund von Urgestein und hauptsächlich von Granit gebildet wurde, dem eine Decke von Jurakalk auflagerte. Der Jura war im Tithon an der Küste des Böhmisches Massivs, der damaligen böhmischen Insel, sedimentiert worden, und zwar zunächst in Form von sandigen Mergeln (Klentnitzer Schichten) und dann von Korallenkalk (Ernstbrunner Kalk). In der unteren Kreidezeit lag unser Gebiet trocken, erst in der oberen Kreide (Turon) kamen wieder Seichtwassersedimente (gelbe Mergel und grüne glaukonitische Sandsteine) zur Ablagerung. Sie liegen, wie man sich in den Steinbrüchen am Turoidberge überzeugen kann, scheinbar konkordant auf dem Jura (3, S. 45, Abbildung; 5, S. 74). Es handelt sich um eine maskierte Diskordanz, bedingt durch eine Sedimentationslücke. Jedenfalls hat zwischen Tithon und Turon keine Faltung stattgefunden.

Zur Zeit der Bildung des Molasseflysch war die Kreide bereits bis auf geringe Reste wieder entfernt, aber auch der Jura war teilweise schon wieder denudiert, so daß an vielen Stellen der granitische Untergrund frei lag. Es bestand damals bei uns ein Küstengebiet, der Jura bildete den Strand sowie diesem vorgelagerte echte Strandklippen. Flüsse brachten vom ähnlich zusammengesetzten Festland Kalkgerölle, aus denen sich das Jurakalkkonglomerat bildete, sowie Granit, aus dem das Granitkonglomerat entstand. Strandblöcke aus Tithonkalk wurden in den Flysch eingebettet, wodurch die Blockschichten gebildet wurden. Der Granit kam sicher nicht aus großer Entfernung, denn nur so läßt es sich erklären, daß seine Brocken bloß kantengerundet, aber nie abgerollt sind. In der seichten Strandregion mag sich ein Wattenmeer ausgedehnt haben, der Boden wurde von Schlick (bunte Tone, später Auspitzer Mergel), ferner Sand (Steinitzer Sandstein) bedeckt. Die Rinnsale der Küstenflüsse und -bäche setzten sich bis in das Meer hinein fort und füllten die Wasserrinnen mit Schotter aus. Schon damals rückte die beskidische Decke heran. Auch von ihr her kamen allerlei Gerölle (älterer Flyschsandstein) und vereinigten sich mit den Jurakalkgeröllen und den Granitbrocken. So entstand das bunte Konglomerat (die Herkunft einiger von dessen Geröllarten, zum Beispiel der grauen Kalke, ist noch dunkel).

Es ist anzunehmen, daß Strandblöcke auch in die bunten Tone der Niemtschitzer Schichten hinein gerieten. Gefunden habe ich sie darin allerdings nur in Nikolsburg, am Friedrich-Schiller-Platz (8, S. 61). Auch viel Brandungsschutt (eckige Kalktrümmer) gerieten in den sich bildenden Molasseflysch. Die aufragenden Strandklippen wurden von letzterem und vom eigenen Brandungsschutt ummantelt und schließlich bedeckt. Als dann unter dem Druck des heranrückenden Beskidikums der Molasseflysch vom Granit-Jura-Untergrund abgehoben und gefaltet wurde, riß er neben anderen Teilen des Kalkuntergrundes vor allem diese in ihn hineinragenden ehemaligen Strandklippen mit, so daß aus ihnen nunmehr tektonische Klippen wurden (Scherlinge). Sicher ist außer Faltung auch Schuppung eingetreten. Speziell an den Juraklippen ist eine solche recht deutlich. Sie kommt sowohl an den kleineren Klippen vor (8, S. 60, Abbildung) als auch an den großen. So wiederholt sich am Maidenberg von NW nach SO die Schichtfolge: Klentnitzer Schichten, Ernstbrunner Kalk, Kreide (2, S. 23, Abbildung). Am Tafelberg und am Turolld wiederholt sich die Aufeinanderfolge Klentnitzer Schichten, Ernstbrunner Kalk. Solche Wiederholungen werden gewöhnlich als Verschuppung gedeutet, obwohl vielleicht eingewendet werden könnte, daß es sich nur um eine Überschiebung handle. Sie könnte dadurch hervorgerufen sein, daß in der Masse der weichen Flyschgesteine (in welcher Schuppung bis jetzt zwar von mancher Seite angenommen, aber noch nicht exakt nachgewiesen wurde) die eingeschlossenen harten Kalktafelstücke zerbrachen. Die einzelnen Bruchstücke wären dann tafelförmig übereinander geschoben worden. — Vielleicht könnte gegen die Annahme einer ausschließlichen Schuppung eingewendet werden, daß die Kalkmassen nicht nur durch letztere, sondern auch im Kern von ausgewälzten Antiklinen an die Oberfläche gekommen sein können. Die nachfolgenden schematischen Skizzen berücksichtigen diesen letzteren Einwand.

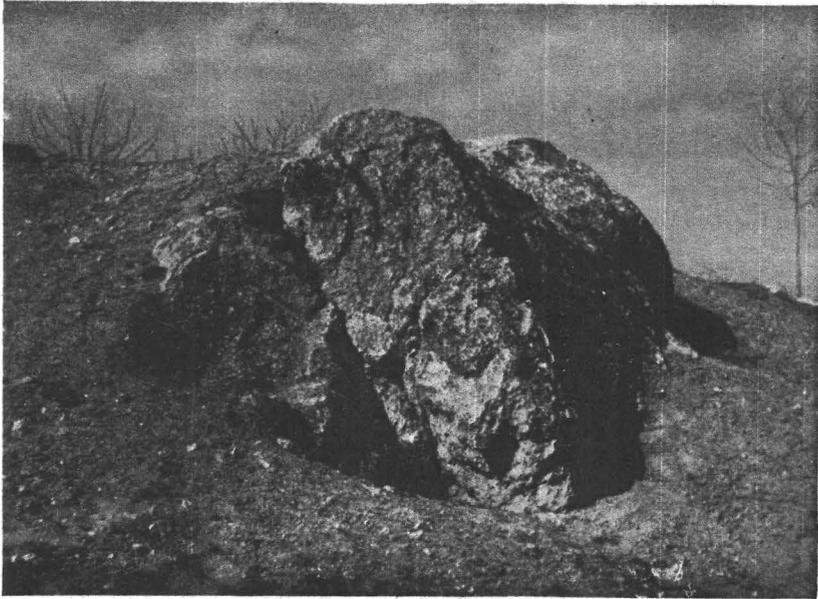


Abb. 3.

Scherling aus Ernstbrunner Kalk, $4\frac{1}{2}$ m Durchmesser, am N-Ende von Klentnitz, östlich neben der Straße (am Rande des Rutschgebietes der Hutweide. Siehe JÜTTNER, „Die Rutschgebiete an den Hängen der Pollauer Berge“ in „Firgenwald“, IV/3, S. 121, oben!). Der Block wird allseitig von Auspitzer Mergel eingehüllt, der jeder Rutschung standhält. Östlich, rechts, senkt sich das Terrain, besteht aus bunten Tonen der Niemtschitzer Schichten und bildet das Rutschgebiet der Hutweide.

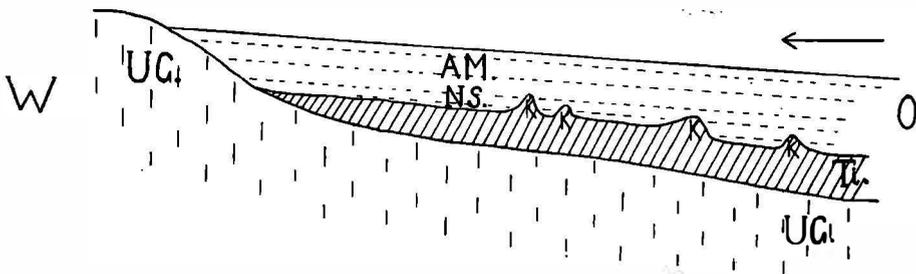


Abb. 4.

Das Thayaland am Ende der Oligozänzeit (stark schematisiert und überhöht). UG. = Urgestein und Granit des Böhmisches Massivs und seiner östlichen Fortsetzung. Links das Strandgebiet der einstigen Böhmisches Insel, gleichzeitig ungefähre Lage des heutigen Znaim. Weiter östlich ist UG. von den Sedimenten des Tithon (Ti.) bedeckt. Diese hatten eine unregelmäßige Oberfläche, da einzelne Teile (bei K.) als spitze Hügel aufragten. Sie bildeten im Meere der Flyschzeit Uferklippen. Letztere umhüllend, wurden zuerst Niemtschitzer Schichten (NS.), dann Auspitzer Mergel mit Steinitzer Sandstein und Konglomeraten (AM.) abgelagert. Später begann von O her in der Richtung des Pfeiles der Druck der herankommenden beskidischen (Saitz—Rakwitzer) Decke zu wirken.

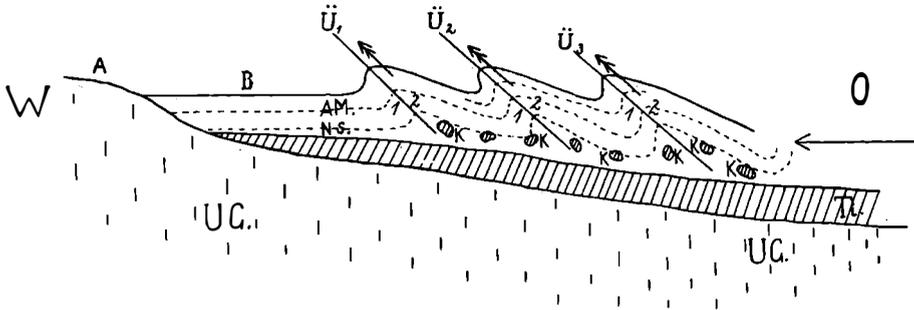


Abb. 5.

(Fortsetzung nach Abb. 4.) Der von Osten wirkende Druck hat die Flyschdecke aufgestaut, vom Tithonuntergrund abgehoben und gefaltet. Bei B (etwa in der Gegend des heutigen Grusbach) liegt der Flysch noch flach. Weiter östlich wurden die emporragenden einstigen Uferklippen des Tithon durch den Faltungsdruck vom übrigen Tithonkalk losgerissen und als Scherlinge dem Flysch einverleibt. Die doppeltgefederten Pfeile deuten die eintretende Schuppung an. Das Maidenbergsprofil (Abb. 13) zeigt, daß auch große Schollen des Tithons mitgerissen wurden.

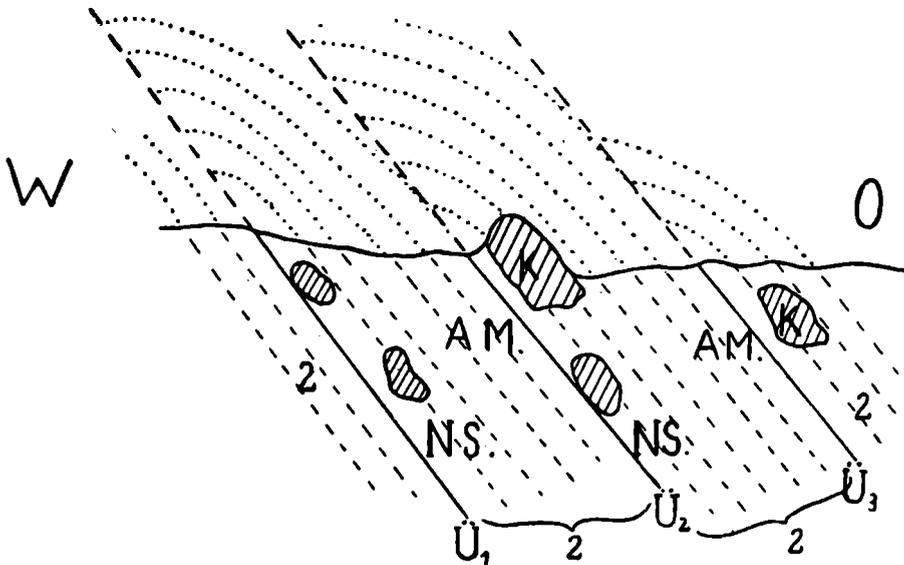


Abb. 6.

(Fortsetzung nach Abb. 5.) An den Überschiebungsflächen \ddot{U}_1-3 ist Schuppung eingetreten. Die Scherlinge liegen teilweise noch an den Überschiebungsflächen, teilweise sind sie in die hangenden Niemtschitzer Schichten hineingedrückt, werden also allseitig von ihnen umgeben.

Im parautochthonen Flysch südlich der Thaya kann man drei Zonen unterscheiden. Die westlichste besteht aus den ältesten Sedimenten: Niemtschitzer Schichten, Menilitschiefern, dann aus Auspitzer Mergeln und Steinitzer Sandstein, den Juraklippen mit ihrer Kreidehülle, Blockmergeln, Schichten mit Brandungsschutt, sowie aus den drei Konglomeraten (Granit-, Jurakalk- und buntes Konglomerat). Es ist wohl anzunehmen, daß es sich um die tektonische Brandungszone des subbeskidischen Flysch handelt, in welcher die liegendsten Schichtglieder an die Oberfläche gelangten. Weiter östlich folgt die mittlere Zone, welche aus Steinitzer Sandstein (mit zurücktretendem Auspitzer Mergel) und buntem Konglomerat besteht. Noch weiter östlich folgt eine dritte, bloß aus Auspitzer Mergel bestehende Zone. Sie liegt dem südöstlichen Ufer des Nimmersatt an.

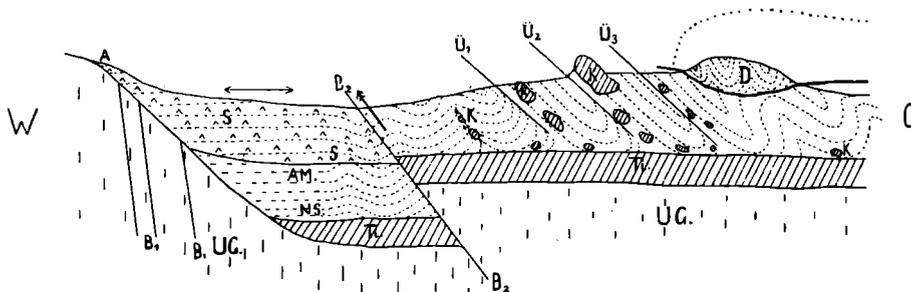


Abb. 7.

(Fortsetzung nach Abb. 6.) Allgemeines Schema der Faltungs- und Abtragungsvorgänge im Unteren Thayalande (kein Profil, da die gegenseitigen horizontalen Entfernungen keineswegs der Natur entsprechen. Sehr stark überhöht). A bedeutet wie in Abb. 5 die ungefähre Lage von Znaim. An den Bruchlinien B_1 ist das Gelände östlich des Böhmisches Massivs abgesunken. D = heutiger Rest der Saitz-Rakwitzer Decke. Sonstige Abkürzungen wie in Abb. 4—6. Die Kalkklippen kommen teilweise an oder nahe der Basis der Schuppen, teilweise im Kern von Falten an die Oberfläche. Unter der Kalkmasse rechts von U_2 kann man sich etwa die Hauptreihe der Juraberge vorstellen, unter jener rechts von U_1 die kleineren Klippen, welche der Hauptreihe westlich vorgelagert sind. S = Schlier (der Doppelpfeil darüber deutet an, daß der Abstand zwischen A und B_2 in Wirklichkeit viel größer ist als in der Abbildung. B_2 = Überschiebung am Außenrand der Karpathen (vielleicht zusammenfallend mit der Nikolsburg-Seelowitzer Bruchlinie). An ihr ist der Schlier gefaltet.

Ob diese Zonen sich auch nördlich der Thaya fortsetzen, könnte erst durch Studien entschieden werden, die auch das Gelände nördlich unseres Kartenbereiches umfassen. Der Menilitschiefer westlich Saitz und die Niemtschitzer Schichten neben dem Schlieraufschluß am Thayaufser nordwestlich Neumühl (27, Aufschluß 345) deuten jedenfalls auf die Aufschürfungszone.

Im Hohlweg südlich Pollau, unmittelbar nördlich \odot 250, wechsellagert Auspitzer Mergel mit Steinitzer Sandstein (Streichen $h\ 1$, Fallen 30° nach OSO). Im südlichen Teil dieses Aufschlusses sind dünne Bänken eines braunen, festen Tones eingelagert, den man petrographisch zu den „bunten Tönen“ rechnen muß. Er enthält wie diese reichliche Salzausblühungen. Demnach müßte man annehmen, daß die Sedimentation der Tone (Niem-

tschitzer Schichten) an vereinzelt Stellen noch andauerte, als sonst schon überall Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein abgelagert wurden. Den beschriebenen Aufschluß rechne ich wegen der eingeschlossenen Tonschichten noch zur Aufschürfungzone. Allerdings wäre die Untersuchung der Mikrofauna des Tones dringend erwünscht (27, Aufschluß 223).

Während der parautochthone Flysch gefaltet wurde, fand seine Überschiebung durch die Saitz—Rakwitzer Decke statt, die der beskidischen, also der Greifensteiner Decke des Wiener Waldes, entspricht. Durch den dabei ausgeübten Druck wurde die Faltung des subbeskidischen Flysch verursacht. Die Hauptfaltung muß zwischen Oligozän und Helvet, also im ersten Mediterran, vor sich gegangen sein, denn der Schlier liegt größtenteils flach. Da er aber am Kontakt mit dem Flysch oft stark gestört ist,

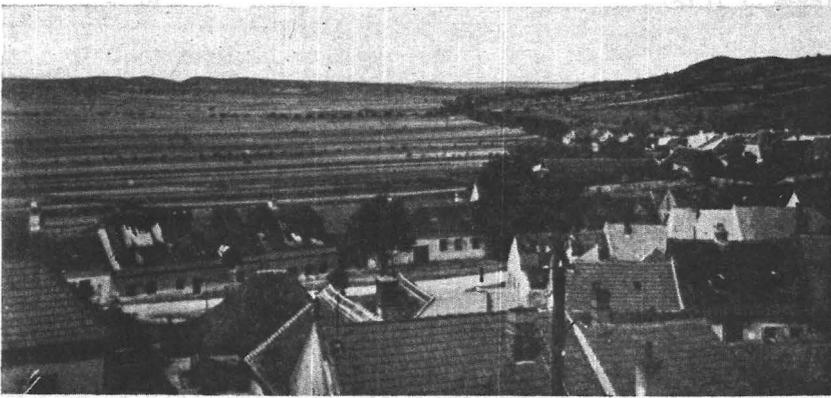


Abb. 8.

Blick von Nikolsburg aus gegen Nordwesten. Rechts der Westrand der Karpathen (der aus hartem alttertiärem Konglomerat bestehende Rosenberg), links im Hintergrund das „Karpathenvorland“ (der aus Schlier aufgebaute Tannowitzer Höhenzug). Die Grenze zwischen Karpathen und Schlier verläuft in der Mitte der Senke zwischen ihnen (das Gelände hinter den Häusern im linken Bildteil besteht also noch aus Flysch). Ganz im Hintergrund (schief oberhalb des Telegraphenmastes) ist zwischen Schlier und Karpathen eben noch ein schmaler Streifen des aus Granit bestehenden Böhmisches Massivs sichtbar. Er endet links (wo sich dann der Schlier vorschiebt) mit der noch deutlich erkennbaren Erhebung des Mistkogels bei Wolframitz (387 m). Der Rand des Massivs zieht hinter dem Tannowitzer Höhenzug, für den Beschauer daher unsichtbar, nach Südwesten gegen Znaim weiter. Zwischen ihm und den Karpathen befindet sich jene vom Schlier ausgefüllte Senke des Karpathenvorlandes.

müssen wir eine randliche Überschiebung des Flysch über den Schlier annehmen.

Ob sich der Flysch gegen W unterhalb des Schlier noch fortsetzt, beziehungsweise wie weit, ist bis jetzt noch ungeklärt. In den Abb. 4, 5, 7 ist eine solche Fortsetzung angenommen. Erst Tiefbohrungen im Karpatenvorland können entscheiden, ob unter dem Schlier Flysch liegt.

Es ist auch noch nicht entschieden, ob die von RZEHAК angenommene Nikolsburg—Seelowitzer Bruchlinie nicht vielleicht schon vorhelvetisch ist. In diesem Falle wäre der Schlier in der zwischen Flysch und Böhmischem

Massiv entstandenen Senke zum Absatz gekommen und erst dann wäre es ungefähr dort, wo die Bruchspalte verläuft, zur Überschiebung des Schlier gekommen. So wäre es verständlich, daß der Flysch westlich des heutigen Karpatenrandes in der Tiefe unter dem Schlier liegt. Doch könnte diese Lagerung auch so erklärt werden, daß sie bloß durch die nachhelvetische Überschiebung zustande kam, daß es bei uns also eine vorhelvetische Bruchspalte nicht gibt.

Das Thayatal zwischen Muschau und Eisgrub kann ein Graben sein, entstanden durch zwei parallele Querbrüche. Die gestörte Lagerung des Schlier mitten in ihm könnte für diese Auffassung sprechen. Dieses Sediment bedeckte ursprünglich, wie gesagt, das ganze untere Thayaland. Daß es gerade im Thayatal von der Denudation verschont blieb, könnte damit zusammenhängen, daß es dort, in die Tiefe versenkt, von der Abtragung verschont blieb. Eine Querverschiebung am „Thayagraben“ können wir jedoch nicht für erwiesen ansehen. Die Annahme einer solchen stützte sich auf die ABELSCHE Karte, auf welcher die Niemtschitzer Schichten bei Pausram im Verhältnis zu jenen von Unter-Wisternitz gegen W vorgeschoben erscheinen. Da aber die Verteilung der Niemtschitzer Schichten eine ganz andere ist, kann dieser Grund nicht mehr als Stütze für die Querverschiebung dienen (12, S. 43–44).

Das allgemeine Streichen im Flysch geht ungefähr in h 1. Das östliche Einfallen herrscht vor. Die Juraklippen zeigen jedoch eine andere Lagerung: die Maidenberglippe hat ein südöstliches Einfallen, der Hl. Berg ein nordwestliches, dagegen der Tafelberg, Turoid, Gaisberg, Nikolsburger Schloßberg, der Brennhügel und der Galgenberg ein südliches. Das kann nur dadurch erklärt werden, daß während der karpatischen Faltung Querbrüche eintraten, längs deren die kleineren Klippen gegen S geneigt wurden, die große Maidenbergscholle aber war zu massig, um sich dieser Beeinflussung zu fügen.

Im allgemeinen sind die Jurakalke von zahllosen Klüften durchzogen, die aber bestimmte Richtungen einhalten. Jene in N—S und O—W sind ebenso vertreten wie die in NW—SO und in NO—SW. Es ist noch eine wichtige Aufgabe, den Verlauf dieser Sprünge detailliert aufzunehmen.

Die harten Kalke sind unter der Einwirkung des Gebirgsdruckes an manchen Stellen ungemein stark mylonitisiert, aber oft ist schon unmittelbar daneben die tektonische Beeinflussung nur gering gewesen. Das spröde Gestein verhielt sich wie eine Glastafel, die ihr Gefüge unter der Einwirkung eines Druckes an einigen Stellen beibehält, an anderen, benachbarten Stellen jedoch in kleine Stückchen zerspringt.

Die weichen Tone der Niemtschitzer Schichten sind immer sehr stark verruschelt und von unzähligen Bruchflächen durchsetzt, Fältelung und tektonische Durchknetung zerstörten den ursprünglichen Zusammenhang. Die Tone treten fast immer in kleinen, von tektonischen Flächen begrenzten Partien mitten im Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein auf. Daher kommt es, daß sie selten größeren Raum einnehmen. Die Faltung wirkte eben so ein, daß die relativ härteren Steinitzer Sandsteine und Auspitzer Mergel in Stücke zerbrachen, zwischen welche die plastischen, weichen Niemtschitzer Schichten in kleinen Fetzen hineingepreßt wurden (siehe Abb. 4 der Arbeit über die Aufschlüsse!).

Am Beginne des Torton war die Denudation bereits bis zum heutigen Niveau vorgeschritten, denn die Juraberge waren damals bereits so freigelegt, wie sie es heute sind. Das beweist die unmittelbare Auflagerung des Leithakalkes, einer Strandbildung, auf die Klippen und die Anbohrung der Oberfläche des Jurakalkes durch Pholaden und *Vioz*. Nach der Ablagerung der tortonischen, sarmatischen und pannonischen Sedimente erfolgte deren Ausräumung noch vor dem Oberpliozän, denn der dazische Quarz-Hornsteinschotter transgrediert bereits auf den verschiedensten älteren Sedimenten.

Zweifellos haben noch posttortonische Störungen stattgefunden; aber sie waren unbedeutend gegen die präortonischen. So bildete sich zum Beispiel ein N—S-Graben, welcher östlich von Kallerheide—Muschelberg—Hocheck—Pulgramer Leithen begrenzt ist, westlich von der Linie Schweinbarther- und Galgenberg—Brennhügel—Hl. Berg. Daher bildet der Leithakalk auf Kallerheide—Muschelberg eine nach W geneigte Platte, auch das abgetrennte Stück Leithakalk der Porzinsel ist stark gestört (Einfallen mit 20° nach NNW). Desgleichen ist der Torton sand des Kienberges nach W geneigt und auch der Leithakalk auf der Beutelleiten fällt mit 25° nach NW. — Die östliche Bruchspalte ist durch eine markante Tiefenlinie längs des W-Randes von Kallerheide—Muschelberg erkennbar, die sich auch nach Norden bis Millowitz hin fortsetzt. Auf der westlichen Seite wird der Graben durch eine Flexur angedeutet, welche im Leithakalk des Brennhügels ersichtlich ist (27, S. 393: Abb. 8, 9).

Daß es sich wirklich um eine Flexur handelt, kann man daraus ersehen, daß im dortigen Aufschluß der Kalk im östlichen Teile unten und im westlichen Teile oben wieder in eine weniger geneigte Lagerung übergeht. Das Absinken an ihr wird wohl nur wenige Meter betragen haben, anders wäre es nicht zu erklären, daß zum Beispiel am Kienberg sich seit dem Torton an den Niveauperhältnissen nicht allzuviel geändert hat (siehe S. 17).

Nach Beendigung des Kartendruckes wurde für die Nikolsburger Wasserleitung vom Fischhaus (am Fuße des Muschelberges) zur Marienmühle (am Janitschberg) ein Rohrstrang gelegt. Er zeigte, daß westlich der Teichacker Tortontegel liegt, der von diluvialen Schotter überlagert wird, was vollkommen der Situation weiter südlich, auf dem Fürstenwegfelde, entspricht (27, S. 395, Festung V). Die Karte gibt westlich des Teichfeldes und bei zwei kleineren Vorkommen westlich davon Auspitzer Mergel mit alttertiärem Konglomerat an, wozu ein Fragezeichen gesetzt ist, da ich mir früher nicht klar werden konnte, ob Auspitzer Mergel oder Tortontegel vorliegt. Das eventuelle alttertiäre Konglomerat wird nun zu diluvialen Schotter. Die Stellen sind ganz aufschlußlos und auch die Sonden des Brünner Amtes für Bodenkunde (27, S. 378—379) waren zu seicht gewesen, um die Frage zu entscheiden. Nunmehr wissen wir, daß die Grabensenke zwischen Muschelberg und Hl. Berg überall von Torton ausgefüllt wird, was mit unseren theoretischen Anschauungen viel besser übereinstimmt.

Eine posttortonische Spalte dürfte entlang der Teichlinie verlaufen, da dort eine Reihe von Schwefelquellen auftritt. Zu den posttortonischen Spalten gehört dann auch der Randbruch im Sinne FRIEDLS, der zwischen Pannon und Dac entstanden sein muß. Kleinere Störungen in tortonischen Sedimenten kann man gelegentlich feststellen, so zum Beispiel bemerkte

ich im Tegel der Festung V (siehe S. 395 der Arbeit über die Aufschlüsse) eine Flexur, durch welche ein Teil des Tegels um 1 m absank. Sogar noch in jüngeren Ablagerungen kommen kleine Störungen vor (Aufschluß 335), doch haben dieselben nur ein geringes Ausmaß.

Morphologie.

Die Oberflächengestaltung im unteren Thayalande ist zunächst von der Gesteinszusammensetzung abhängig. Schon die Juraberge sind nichts anderes wie aus dem parautochthonen Flysch herauspräparierte Kalkklötze. Innerhalb des Jura treten die verkarsteten, vegetationslosen, schroffen Formen des Ernstbrunner Kalkes in großen Gegensatz zu den weichen Formen der mit reichlichem Humus und mit üppiger Vegetation bedeckten Klentnitzer Mergel.

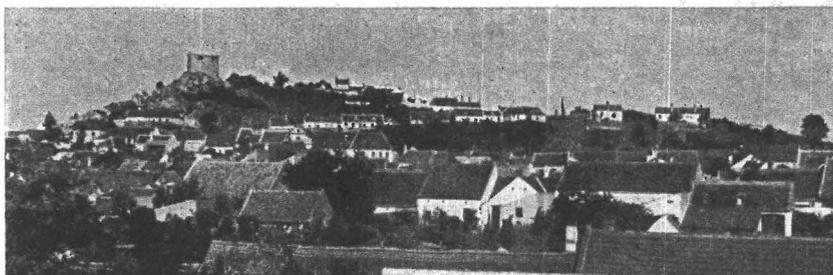


Abb. 9.

Der Geißberg in Nikolsburg, von O gesehen. Der südlichste Teil, auf dem der sogenannte Pulverturm steht, wird von zerklüftetem, vegetationsfreiem, weißem Ernstbrunner Kalk gebildet. Er zeigt steile Böschungen und ist frei von Humus. Der übrige Teil des Berges (nördlich vom Pulverturm bis fast zum rechten Bildrand) besteht aus weichen, sanft geböschten Klentnitzer Schichten, welche von Humus und Vegetation bedeckt sind. Sie zeigen südliches Fallen und tauchen daher südwärts unter den Ernstbrunner Kalk des Pulverturmes hinunter.



Abb. 10.

Der Turoid, von O gesehen. Die beiden spärlich bewaldeten Gipfel (am südlichen ist der große Steinbruch sichtbar) bestehen aus hartem Ernstbrunner Kalk. Die wohl bewaldete Senke zwischen ihnen sowie das N-Ende des Berges (am rechten Bildrande), das ebenfalls dichten Waldwuchs aufweist, bestehen aus Klentnitzer Schichten. Die Senke und die geringere Höhe des N-Endes erklären sich aus der raschen Denudation der weicheren Klentnitzer Schichten. Der Vordergrund der abgebildeten Landschaft ist von Löß bedeckt.



Abb. 11.

Der Kesselberg, von WSW aus gesehen. Die zwei Gipfel bestehen aus hartem Ernstbrunner Kalk, die Senke zwischen ihnen aus weicheren Klentnitzer Schichten des Tithon.



Abb. 12.

Der Tafelberg und der Maidenberg, vom Botlichstein aus gesehen. Ersterer (459 m hoch) bildet ein Plateau, das aus Ernstbrunner Kalk besteht und der tortonischen Abrasion seine Entstehung verdankt. Der südliche Ausläufer des Berges ist im südlichen Teil (nahe der Straße) ebenfalls aus Ernstbrunner Kalk zusammengesetzt, im nördlichen (gegen den Berghang zu) aus Klentnitzer Schichten. Die dort vorhandene Senke (zwischen Steinbruch und Berghang) erklärt sich aus der Ausräumung der weicheren Klentnitzer Mergel. Am N-Ende des Tafelberges ist die Ruine Rosenstein sichtbar. — Auf der Hochfläche des Maidenberges (550 m) bemerkt man einen dunklen, bewaldeten Streifen; er bildet das Liegende der hängenden Maidenbergschuppe und besteht aus Klentnitzer Schichten. Vor und hinter ihm liegt nicht bewaldeter, verkarsteter Ernstbrunner Kalk, der das Hangende der Hangend-, beziehungsweise Liegendenschuppe des Maidenberges bildet. Am rechten Bildrand ist der nordöstliche Ausläufer des Maidenberges, der Maidenstein, mit der gleichnamigen Ruine sichtbar (siehe auch die Abbildungen des Maidenberges bei JÜTTNER „Entstehung und Bau der Pollauer Berge“, S. 60 und 61).

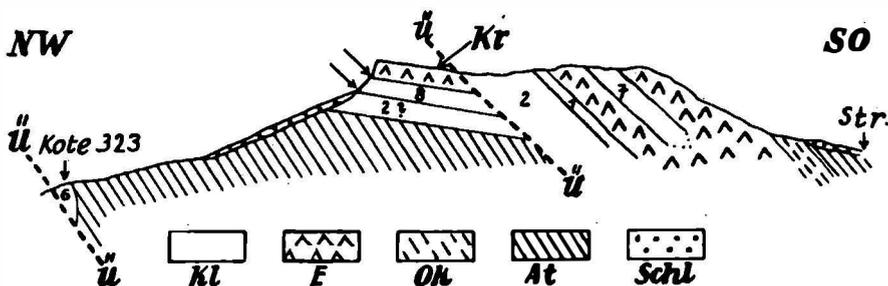


Abb. 13.

Kombiniertes Profil durch den Maidenberg im Maßstabe 1:12.500. Zwei Schollen, jede aus Klentnitzer Schichten, Ernstbrunner Kalk, Turon bestehend, werden durch eine Überschiebung getrennt. Die Wiederholung wurde durch SCHOEN als Schuppung aufgefaßt. Die nordwestliche Scholle liegt flacher wie die südöstliche und ist von dem in ihrem Liegenden auftretenden, ostwärts einfallenden Flysch jedenfalls auch durch eine Überschiebung getrennt. Die Kalktafel des Maidenberges dürfte bei der karpatischen Faltung zerbrochen und der abgebrochene kleinere Teil (das heißt die nordwestliche Scholle) in das Alttertiär hineingedrückt worden sein. Auf \odot 323 befindet sich ein isolierter Scherling. OK liegt in Wirklichkeit südwestlich der Profilebene. Str = Straße Pollau-Klentnitz. $\cup\cup$ = Überschiebungsf lächen. Kl = Klentnitzer Schichten (die Zahlen beziehen sich auf die gleichlautende Bezifferung der Gesteine in meiner Arbeit „Zur Stratigraphie und Tektonik ...“). E = Ernstbrunner Kalk. OK = Obere Kreide. At = Alttertiär. Schl = Schuttflöß. Kr = Kreiderest auf der nordwestlichen Scholle (er ist bei Abb. 14 besprochen).

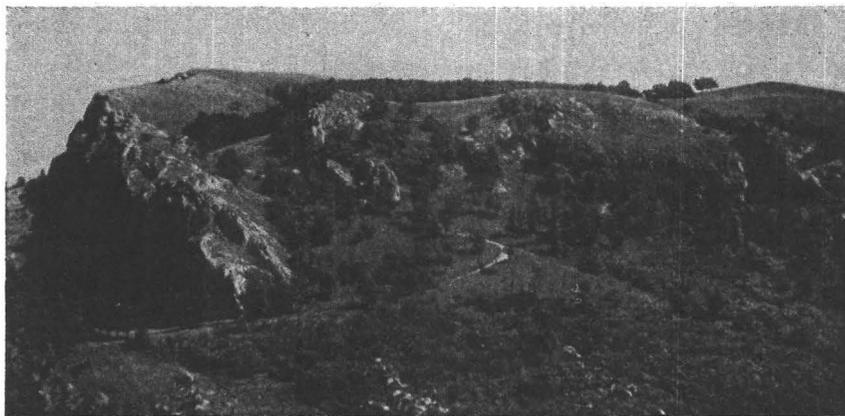


Abb. 14.

(Detail zu Abb. 12.) Der südwestliche Teil des Maidenberges, von der Klause her gesehen. Auf der Hochfläche des Berges verläuft, vom Hintergrund kommend, der auch in Abb. 12 sichtbare Streifen, der aus Klentnitzer Schichten besteht. Er ist infolge der Weichheit des Gesteins etwas vertieft und mit Humus und Wald bedeckt. Er bildet den liegenden Teil der hangenden Maidenbergschuppe. Zu ihm gehört auch der Bildvordergrund zwischen dem rechten und den senkrechten Felsen beim linken Bildrand. Die Bewaldung ist hier, wo die Klentnitzer Schichten von der Hochfläche des Berges in die Klause herabsteigen, spärlicher, aber die Formen sind infolge der Weichheit des Gesteins sanft gerundet. In der vom Weg benützten Senke im linken Bildteil, zwischen der senkrechten Felswand und den besuchten Felsen der Klentnitzer Schichten rechts davon, liegt am Weg ein Rest

von glaukonitischem Sandstein der oberen Kreide mit Inoceramen (Kr in Abb. 13). Er ruht der liegenden Maidenbergschuppe auf, tritt aber landschaftlich nicht hervor. — Rechts und links vom Streifen der Klentnitzer Schichten liegt der Ernstbrunner Kalk der hangenden, beziehungsweise der liegenden Schuppe. Er ist humus- und vegetationslos und bildet verkarstete Flächen. Gegen links bricht er in senkrechten Wänden ab (im Vordergrund links besonders gut sichtbar).

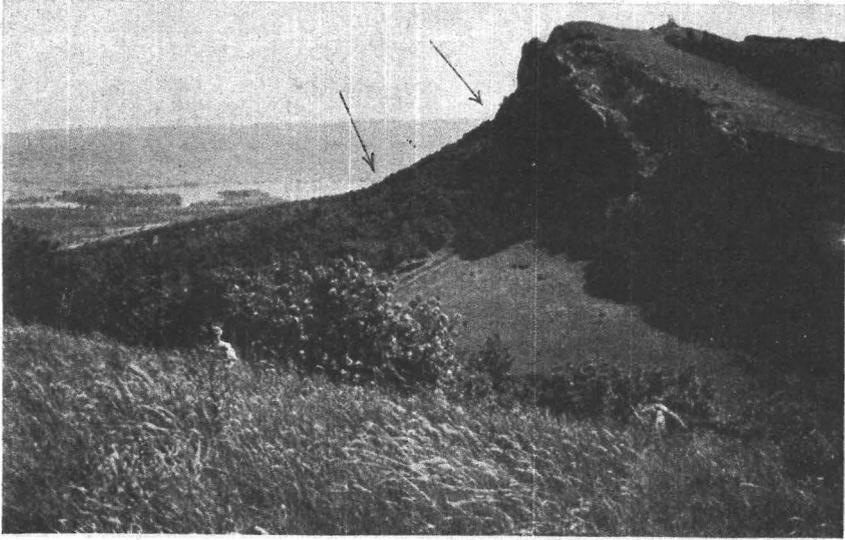


Abb. 15.

(Anschluß an Abb. 14 nach links.) Der NW-Rand des Maidenberges, vom N-Gipfel des Kesselberges aus, im Vordergrund der N-Ausgang der Klause. Man sieht die senkrechten Abstürze des Ernstbrunner Kalkes der liegenden Maidenbergschuppe. Im Hintergrunde des rechten Bildrandes ist noch ein Stück des in Abb. 12 dargestellten bewaldeten Streifens der Klentnitzer Schichten sichtbar. Er greift gegen links noch etwas auf den Ernstbrunner Kalk über. Letzterer bildet eine gegen rechts geneigte Platte. Dieselbe wird von konkordant liegenden Klentnitzer Schichten unterlagert, deren oberes und unteres Ende durch einen deutlichen Knick im Gelände gekennzeichnet ist. Die zwei Pfeile deuten auf diese Knicke hin. Die Klentnitzer Schichten ziehen sich von da unter der verkarsteten Ernstbrunner Kalkplatte bis an den rechten Bildrand heran und bilden den Untergrund der hier befindlichen Wiese. Auch hier sind sie durch einen Knick von den senkrechten Felsen des Ernstbrunner Kalkes geschieden. — Die Klentnitzer Schichten werden von Flysch (Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein) unterlagert. Dieser bildet das sanft geböschte Waldland links vom linken Pfeil. — Härtere Gesteine bilden steilere Formen. Daher besitzen die Klentnitzer Schichten gegen den Ernstbrunner Kalk eine sanftere, gegen den Flysch aber eine steilere Böschung, denn letzterer ist noch weicher wie sie. — Im Vordergrund ein Teil der Bergwiese des Kesselbergnordgipfels. Im Hintergrunde links die Thaya und hinter ihr die aus Schlier und Alttertiär aufgebauten Höhen von Tracht.

Besonders steile Formen haben die aus Dolomit bestehenden Berge und Felsen (Schweinbarther und Galgenberg, Klippe Turoidhain zwischen Turoid und Nikolsburger Schloßberg).

Ähnlich wie die Kalkklippen überragen auch die alttertiären Konglomerate gewöhnlich ihre Umgebung in Form von Hügeln, allerdings von geringerer Höhe, zum Beispiel im Gebiete südlich des Nimmersatt und zwischen Nikolsburg—Pardorf.



Abb. 16.

Das Hügelland südlich des Nimmersatt (östlich vom Haidhof), von O gesehen. Die Landschaft besteht aus Flysch (Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein), welcher teilweise von einer dünnen Decke diluvialen Sandes überzogen ist. Die aus buntem Konglomerat bestehenden härteren Teile überragen in Form von Hügeln ihre Umgebung.



Abb. 17.

Blick gegen Nordosten: im Hintergrunde der Tafelberg. Im Vordergrunde eine aus weichem Flysch (Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein) zusammengesetzte Landschaft, aus welcher zwei Vorkommen von hartem alttertiärem Konglomerat in Form von Hügeln aufragen, da sie infolge ihrer Härte der Denudation besser widerstanden. Es sind dies rechts vom Tafelberg der Rosenberg, links von ihm, unmittelbar hinter dem Ahrenfeld, der Annaberg (am linken Bildrande).

Von geringerer Höhe, aber immerhin noch recht deutlich sind die Konglomerathügel westlich Nikolsburg (vom Kaiserstraßenfeld an bis über das Straßfeld hinaus). Auch das Waldgebiet nördlich des Hocheck bietet Beispiele für diese Erscheinung.

Die Härte des Leithakalkes verursacht die Rücken der Kallerheide und des Muschelberges sowie der Höhen westlich Bischerhofwart und anderer.

Geradeso wie die Konglomerate nördlich des Kaiserstraßenfeldes bildet der Plattensandstein östlich und nördlich Unter-Tannowitz niedrige Hügel, welche durch die Verwitterung aus dem weichen Schlier herausgearbeitet wurden. Diese Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit geht so weit, daß man nach dem Vorkommen der Hügel schon von vornherein auf Plattensandstein, beziehungsweise oligozänes Konglomerat in jener Gegend schließen kann.

Nördlich der Thaya sind es vor allem die Hornsteinkalke, die ihre Umgebung überragen, während die weichen bunten Tone der Abtragung leicht unterliegen. — Sehr auffällig ist die Talfurche, welche Saitz in zwei Teile zerschneidet und dann weiter nach SW zieht, wo sie von der

nach Pulgram führenden Straße benützt wird. Westlich der Talfurche liegen mächtige Massen von Breccienkonglomerat, mit wenig Steinitzer Sandstein wechsellagernd, östlich aber bunte Tone mit ihren Begleitgesteinen. In Saitz selbst wird die Talfurche von einem Bächlein benützt, welches haarscharf die Grenze zwischen Steinitzer Sandstein und bunten Tonen bildet (Aufschluß 81). Die Lage des Talzuges ist also durch die Gesteinszusammensetzung genau vorgezeichnet. Bemerkenswert sind die schroffen Formen der aus Breccienkonglomerat bestehenden Hügel westlich der Furche. Östlich von ihr besteht der höchste Gipfel, der Prittling, aus festem Sandstein, die nördlich anschließende Wanne aus bunten Tonen.

Der Sarmalkalk westlich Feldsberg bildet infolge seiner flachen Lagerung und seiner Härte gegenüber der aus Tegel bestehenden Umgebung den Tafelberg der „Hohen Raisten“.

Noch wichtiger als die Gesteinszusammensetzung ist für die Formengestaltung die Tektonik. Auf sie geht es zurück, wenn sich die beskidische Decke (Saitz—Rakwitzer Hügelland) bedeutend über die parautochthone Niederung erhebt. Sehr eindrucksvoll wirkt es besonders, wenn man, von N her blickend, sieht, wie die beskidische Decke von westlich Saitz an bis über die Kopa bei Rakwitz hinaus einen hügeligen Halbkreis bildet. Die niedrigere subbeskidische Decke bildet, gegen S über die Flur *Pod Zaječím* vordringend, ein Halbfenster.

Das Thayatal zwischen Muschau und Eisgrub verdankt seine Entstehung vielleicht einer Grabensenke, wie man nach dem gefalteten Schlier mitten in ihm vermuten könnte.

Zwischen Unter-Wisternitz und Pardorf bildet der W-Rand des Alttertiärs gleichzeitig eine orographische Geländestufe. Es ist aber auffällig und im einzelnen noch nicht geklärt, warum es südlich Pardorf anders ist. Dort ist nämlich das Paläogen noch eine Strecke weit westlich der Kalkberge vorhanden und bildet den Boden der Terrainmulde, über den sich nur die niedrigen Hügel des bunten Konglomerates erheben.

Auch der Graben, welcher westlich den Kallerheide—Muschelbergzug begleitet, ist orographisch deutlich ausgeprägt, desgleichen die vermutete Bruchlinie entlang der Teiche. Sie ist wohl die Ursache dafür, daß der Jaispitzfluß im Pliozän—Altdiluvium gerade hier seinen Weg suchte.

Die Formengestaltung wurde natürlich auch durch die Erosion entscheidend beeinflusst, doch folgte diese zum großen Teile Linien, welche durch die Tektonik oder durch die Gesteinszusammensetzung vorbestimmt waren. Eingehendere Studien über Flußterrassen würden in unserem Gebiete noch nicht angestellt. Marine Terrassen hat man zwar vermutet, ich konnte aber nur eine bestätigen, nämlich die Hochfläche des Tafelberges (450 bis 460 m) und eventuell jene des Maidenberges (500 bis 510 m) (22). Ich halte es nicht für richtig, Kuppen, wie etwa die des Hl. Berges, nur deshalb für Terrassenreste, beziehungsweise für Abrasionsformen zu erklären, weil ihre Höhe zufällig mit einer HASSINGERSCHEN Terrasse übereinstimmt. Nur wenn eine ausgeprägte Gipfelflur vorläge, statt einer ganz vereinzelt Kuppe, hätten wir ein Recht dazu. Auch kann man dort, wo das Kliff fehlt, nicht ohne weiteres auf eine Terrasse schließen, außer die Form wäre so ausgeprägt wie am Tafelberg. Auf diesem findet man überdies Reste einer Quarz-Schotterdecke. Endlich ist zu beachten, daß Kuppen wie der Hl. Berg, selbst wenn sie einmal Terrassencharakter

gehabt hätten, schon wegen der später erfolgten Zurundung ihrer Form an Höhe verloren haben müssen (groß kann der Betrag der Gipfelhöheänderung allerdings nicht gewesen sein, da die im Torton angebohrten Strandfelsen heute noch die Oberfläche bilden; dieselbe kann also seither nicht sehr denudiert worden sein). Es geht deshalb nicht an, wie es MIKULA getan hat (23, S. 319), den „abgestumpften Scheitel des Berges“ für eine „sichere marine Abrasionsform“ zu erklären und sie dem HASSINGERSCHEN Terrassenniveau 360 m gleichzusetzen, denn unter Hinzurechnung der seither erfolgten Abtragung müßte die ursprüngliche Höhe der „Abrasionsform“ noch bedeutender gewesen sein als die heutige (363 m). Da die heutigen Höhen mit den HASSINGERSCHEN Terrassen nicht ganz übereinstimmen, nahm MIKULA hypothetische spätere (posttortonische) Hebungen und Schiefstellungen (zum Beispiel am Hl. Berg um 3 m) an.

Wenn also auch die von MIKULA angenommenen zahlreichen Terrassen nicht bestehen, so soll damit keineswegs die Richtigkeit des Ausspruches von FR. ED. SUESS (24) bestritten werden, welcher dargelegt hat, daß die Kalkberge ihre jetzige Form durch die miozäne Brandung bekommen haben. Schon die angebohrten Strandfelsen sind ja eine Stütze für diese Behauptung. Allerdings steht der paläontologische Beweis für das tortonische Alter der Bohrspuren noch aus. Da unsere Juraberger schon im oligozänen Meere Strandklippen bildeten, könnte man nämlich vielleicht vermuten, daß die Anbohrung schon damals erfolgt sei. Auf den „Hausweingärten“ bei Pardorf habe ich selbst angebohrte oligozäne Strandblöcke aufgefunden (8, S. 56, ferner Abb. 1).

Talgeschichte des unteren Thayalandes.

Den Ausgangspunkt für die Entstehung der heutigen Flußläufe bildet der pannonische See, der sich nur östlich der Juraklippen ausdehnte. In ihn flossen von W und NW her eine Anzahl Flüsse, der Abdachung entsprechend. Wohl bestanden damals die Kalkberge schon, denn ihre Anbohrung durch *Vioa*, *Pholaden* und *Lithodomus* beweist nach der jetzt gültigen Auffassung, daß sie schon im Torton aus ihrer Alttertiärhülle herausgeschält waren, denn die Anbohrung wird allgemein in das Torton versetzt. Aber die Juraklippen bildeten im Pannon noch keine solche Bodenschwelle wie heute. Der Schlier westlich von ihnen, bedeckt von miozänen Schottern, formte eine einheitliche Hochfläche von mindestens 230 m Meereshöhe (so hoch sind die höchsten Teile der Hochebene westlich des Thayatales noch heute). Im S floß die Thaya von Znaim bis Laa und von dort weiter über Staatz—Ameis nach Poysdorf und (nach dem Verschwinden des pannonischen Sees) in die Zaya. Parallel zu ihr floß ein Fluß im Tal des heutigen Jaispitzbaches über Grubbach—Neusiedl—Bratelsbrunn—Nikolsburg—Voitelsbrunn und über die Seen nach O zur March. Noch weiter nördlich kam die Iгла aus dem Böhmischem Massiv und floß über die „Muschauer Pforte“ geradeaus weiter nach SO. Noch nördlicher floß die Schwarza, welche die Talung von Groß-Niemtschitz über Auspitz, dann weiter die zwischen Saitz—Rakwitz einerseits und Klein-Steurowitz—Pawlowitz andererseits benützte (nach КРЕЈЦИ, РИКОВСКИЙ). Wann die „Muschauer Pforte“, so wollen auch wir das Thayatal zwischen Eisgrub und Muschau nach einer heute gebräuchlichen Bezeichnung nen-

nen, entstand, ist noch unsicher. Gewiß bestand sie schon vor dem Torton, da in ihr Denudationsreste tortonischer Sedimente liegen. Auch Begleitsedimente des Schlier treten, wie wir sahen, innerhalb der Pforte auf (Aufschlüsse 345, 357), sind aber von der karpathischen Faltung noch lebhaft mit betroffen worden. Nach RIKOVSKY wurde die Pforte durch die tortonischen Ablagerungen verschüttet und erst nach dem Pannon wieder geöffnet. Die Ausräumung der weichen Aufschüttungsmassen ging rasch vor sich und die Igla konnte sich daher viel schneller eintiefen als die Nachbarflüsse. Das war die Ursache, daß sich die letzteren ihr zuwandten und sich mit ihr vereinigten, indem sie das Bestreben zeigten, sich den tiefsten Stellen des Gebietes zuzuwenden. Nach RIKOVSKY floß die Schwarza während des Pliozän in der „Auspitzer Talung“, der Abfluß in die Igla muß noch im Diluvium vor sich gegangen sein, da wir zwischen Groß-Seelowitz und Muschau nur RIKOVSKYS Terrassen I und II (4 bis 12, beziehungsweise 35 bis 51 m über dem Flusse) an der Schwarza wiederfinden (auch die Terrassen III und IV in 71 bis 75, beziehungsweise 85 bis 94 m Höhe hält RIKOVSKY noch für diluvial).

Inzwischen hatten sich auch die südlicheren Flüsse (Thaya und Jaispitz) tiefer eingeschnitten, aber die quer über ihren Lauf hinwegziehende Kette des Flysch mit den harten Jurakluppen und den ebenfalls schwer zu durchsägenden Konglomeraten leistete der Erosion einen so großen Widerstand, daß sich hier eine immer mehr hervortretende Schwelle bildete, die schwer zu überfließen war. In jener Zeit, im Altdiluvium, dürften in der Senke zwischen Nikolsburg und Drasenhofen vom Jaispitzfluß jene Quarzschotter abgesetzt worden sein, die wir dort in einer Meereshöhe von 200 bis 220 m finden.

Nun vergrößerte sich die Höhendifferenz zwischen Muschau und der Flyschschwelle immer mehr. Heute fließt die Thaya bei Muschau in 170 m Meereshöhe, die Wasserscheide im Bett des einstigen Jaispitzflusses südwestlich Nikolsburg aber liegt bei 200 m und jene der ehemaligen Thaya bei Ameis über 220 m. So entstand ein Gerinne von Dürnholz nach Muschau, das sich nach rückwärts verlängerte und schließlich den Jaispitzfluß anzapfte, so daß er zur Igla nach Muschau floß. Ebenso bildete sich ein Bach, der von seiner Mündung bei Fröllersdorf sich quelaufwärts verlängerte, bis er die ehemalige Thaya bei Laa erreichte, die nun in ihn gegen Dürnholz—Muschau abfloß und von da weiter mit der Igla—Schwarza vereint nach Eisgrub.

So war der heutige Thayabogen um die Pollauer Berge herum entstanden. — Diese Talgenese hat A. PENCK in seinen Vorlesungen schon um 1905 angedeutet und sie stimmt mit meinen Resultaten völlig überein. Die alten Täler des Jaispitz und der Thaya verödeten zwar als Flußläufe, doch werden sie noch heute als Verkehrswege benützt und von Eisenbahnlinien durchzogen. Auffällig ist, daß sich von den alten Flußläufen so wenige Schotterreste erhalten haben. Es gehören hierher eigentlich nur die quarzreichen Schotter nördlich Drasenhofen (200 bis 220 m Höhe), sowie eventuell die Quarzschotter südöstlich des Voitelsbrunner Bahnhofes (190 m hoch). Sonst wird das alte Jaispitzbett direkt von paläogenen und neogenen Sedimenten gebildet, die nur von einer dünnen Decke Alluvium überzogen werden. Offenbar sind die alten Flußablagerungen inzwischen wieder der Erosion zum Opfer gefallen.

Einigermaßen unklar bleibt noch, auf welchem Wege die oberpliozänen Quarz-Hornsteinschotter zu uns transportiert wurden. Ihre Zusammensetzung deutet auf Herkunft aus einem Gebiete, das aus Urgestein besteht und gleichzeitig viel Jurakalk aufweist. Das Einzugsgebiet der Schwarza würde diesen Bedingungen am besten entsprechen und es ist schon seit MELION (25) bekannt, in wie reichlicher Menge dort die Hornsteine vorkommen. Es müßte dann ein Arm der vereinigten Schwarza—Igla, deren Hauptabfluß von Muschau nach Eisgrub erfolgte, über Tannowitz—Nikolsburg und das Teichgebiet nach O abgeflossen sein, allerdings in einem bedeutend höheren Niveau, als es der heutige Thayaspiegel besitzt, denn die Schotterbasis befindet sich bei Nikolsburg in 220 m und senkt sich bis zum östlichen Kartenrande auf 170 m. Der heutige Thayaspiegel liegt bei Muschau in 170 m Meereshöhe, bei Eisgrub in 160 m. Daß heute von Muschau über Tannowitz bis Nikolsburg sich keine Quarz-Hornsteinschotter mehr finden, könnte man leicht durch Denudation erklären. Es müßte aber, wenn unsere Auslegung richtig ist, die Schwarza bereits im Oberpliozän nicht über Auspitz, sondern von Groß-Niemtschitz nach Muschau abgeflossen sein. Von dort müßte dann jener Flußarm über Tannowitz nach Nikolsburg abgezweigt sein. RIKOVSKY konnte jedoch den Abfluß der Schwarza von Groß-Niemtschitz nach Muschau erst für das Diluvium, und zwar für die Zeit seiner Terrasse II nachweisen. Die Herkunft der Quarz-Hornsteinschotter ist danach noch nicht ganz geklärt, falls man nicht annehmen will, der Quarz stamme aus der Znaimer Gegend (Jaispitzfluß), die Hornsteine dagegen aus den Pollauer Bergen. So große Mengen der letzteren wird man jedoch von hier kaum herleiten können, denn die Abtragung der harten Jurakalke ist, wie oben ausgeführt, seit dem Miozän eine nur ganz geringe gewesen. Das ergibt sich daraus, daß heute noch an manchen Stellen die von *Vioa* und Pholaden angebohrten Strandfelsen des Torton daliegen wie einst im Miozän (siehe auch S. 47).

Im alten Jaispitztal bildeten sich zuletzt infolge Aufstauung des Wassers eine Anzahl Seen. Solche befanden sich zwischen Neusiedl und dem Galgenberg, da das Gefälle immer geringer wurde, je mehr die Kette der Juraberge sich orographisch über das Gebiet erhob. Der größte See befand sich bei Bratelsbrunn. Doch können die Wasseransammlungen auch erst später entstanden sein, als das Wasser schon in umgekehrter Richtung nach Westen floß und durch den Neusiedler Höhenzug aufgestaut wurde.

Ein weiterer See war der spätere „Galgenteich“, wo das Wasser durch die Kalkberge abgedämmt wurde. Vor dem alten Durchbruche des Jaispitzflusses zwischen Muschelberg und Kallerheide bildete sich um die Porzinsel herum ein See (der spätere Porzteich), ein weiterer entstand infolge Aufstauung des Wassers durch die harten Leithakalke, die sich von der Höhe westlich Bischofwart bis zum Runzenfeld hinzogen. Es ist dies der heutige Nimmersatt.

Rutschungen.

Im Kartenbereiche gibt es eine große Zahl von Rutschgebieten, die sich aber alle auf zwei scharfbegrenzte geologische Einheiten konzentrieren. Die eine ist die Aufschürfungszone des parautochthonen Flysch, die andere ist der östliche Teil des Saitzer Hügellandes, das heißt, der beskidischen

Decke. In beiden Einheiten spielen bunte Tone eine Hauptrolle in der Bodenzusammensetzung und in der Tat sind die Rutschungen von diesen in entscheidender Weise abhängig. Die bunten Tone sind nämlich die eigentliche Ursache für die Bodenbewegungen, denn sie sind wasserundurchlässig und verwandeln sich zur Zeit größerer Niederschläge in eine breiige, plastische und ungemein gleitfähige Masse, die dann ins Rutschen kommt, wenn eine größere Bodenneigung vorhanden ist. Eine solche kommt gerade in den genannten zwei Einheiten öfter vor, in der Aufschürfungszone an den Flanken der ihre Umgebung hoch überragenden Pollauer Berge und im Saitzer Hügelland deshalb, weil die beskidische Decke dem Subbeskidikum aufgeschoben wurde und daher eine höhere Lage einnimmt als letztere. Es kommt zwar manchmal vor, daß die Rutschungen sekundär auch auf andere Gesteine übergreifen (im Ried Durstberg bei Bergen zum Beispiel auf den Schlier), aber der Ursprung der Bodenbewegungen ist doch nur äußerst selten in einem anderen Gestein zu suchen als in den bunten Tönen. Ich kenne dafür eigentlich nur ein einziges Beispiel, nämlich das ganz unbedeutende Rutschgebiet auf den Steinhügeläckern nördlich bei Pardorf. Ich konnte dort Auspitzer Mergel nachweisen, die bunten Tone scheinen zu fehlen.

Die Rutschungen treten nur zur Zeit größerer Niederschläge ein (besonders im Frühjahr, dann in sehr nassen Jahren) und weiter finden sie sich nur in Bodenmulden, denn nur dort kann das atmosphärische Wasser entsprechend einwirken, da es von den Rändern der Mulde in ihr Zentrum zusammenfließt.

Die besprochenen vier Ursachen für die Rutschungen (bunte Tone, gesteigerte Niederschläge, steile Gehägelage, Auftreten von Bodenmulden) reichen für die Erklärungen der Bodenbewegungen vollkommen aus. Diese sind dagegen nicht an den Rand der Kalkberge gebunden, denn sie treten oft weit von ihm entfernt auf, zum Beispiel auf den eben erwähnten Steinhügeläckern bei Pardorf, dann östlich von Klentnitz. Auch für das Saitzer Bergland reichen die vier Rutschungsursachen völlig zur Erklärung aus, von einer Bindung an einen besonderen, zusammenhängenden Grundwasserspiegel kann keine Rede sein. Selbst noch bei Pausram gibt es ein großes Rutschgebiet (8, S. 71—72), für dessen Entstehung die vier genannten Ursachen ebenfalls völlig ausreichen. Ein besonderer Grundwasserspiegel als Verursacher der Bodenbewegungen ist auch hier nicht vorhanden.

Ich habe bereits früher (8, S. 65—70) für die Aufschürfungszone 15 Rutschgebiete namhaft gemacht, für das Saitzer Hügelland habe ich deren 7 studiert (17, S. 55—57), im ganzen sind es also (ohne das Pausramer) 22. Heute kann ich noch zwei weitere, bisher unbekannte, hinzufügen. Das eine ist sehr klein (ungefähr 100 m²) und befindet sich östlich gegenüber dem N-Ende des Nikolsburger Propstgartens (Aufschluß 233). Es befindet sich dort ein in roten und grünen (bunten) Tönen gelegener Aufschluß, der seine Entstehung der Abrutschung der Tone gegen die Straße (in westlicher Richtung) verdankt. Obwohl dieses Rutschgebiet so ungemein klein ist, zeigt es doch die wesentlichen Eigenschaften eines solchen sehr deutlich: an der Abrißstelle sind die Tone bloßgelegt, die abgesunkenen, noch mit Rasen bedeckten Bodenpartien sind in einzelne Schollen aufgelöst, die gegeneinander schief gestellt und durch Spalten voneinander getrennt sind. Der Boden ist an einigen Stellen wellig auf-

getrieben, dazwischen bildet er Mulden, in welchen zur Zeit gesteigerter Niederschläge das Wasser steht. Ich nannte diesen Aufschluß in früheren Arbeiten Tongrube, weil von hier zuweilen der bloßliegende Ton von den Nachbarn für häusliche Zwecke geholt wird.

Das zweite, bedeutend größere Rutschgebiet liegt westlich unterhalb des Ober-Wisternitzer Gemeindesteinbruches. Westlich von diesem führt in der Richtung nach NNW im tief eingeschnittenen Tälchen ein Weg gegen Ober-Wisternitz. Das Rutschgebiet begleitet ihn an seiner O-Seite. Es beginnt zwischen ihm und der Schutthalde des Steinbruches und erreicht eine Länge von fast 200 m bei einer Breite von 50 m. Die eben geschilderten Kennzeichen der Rutschgebiete (Spalten in der Abrißnische, Bodenwellen mit dazwischen gelegenen versumpften Wannsen, in denen oft das Grundwasser steht, schollenförmige Auflösung des Erdbodens, aufsteigendes Grundwasser im Abrißgebiete usw.) sind auch hier sehr schön ausgebildet. Bodenbewegungen sollen sich an dieser Stelle schon früher (angeblich etwa um 1890) abgespielt haben. Ihre Wirkungen sind im Gelände noch sehr deutlich erkennbar. Heuer (1939) im Frühjahr, zur Zeit der großen Niederschläge, begannen die Rutschungen von neuem; sie hielten auch im nassen Juni noch an. Eine Anzahl Bäume wurde durch sie schiefgestellt oder fast umgelegt, der westlich angrenzende Feldweg wurde an einigen Stellen um 2 bis 3 m nach W verschoben. Die Unebenheiten des Geländes im Rutschgebiete rühren von den Bodenbewegungen her, die sich dort heuer und früher abspielten.



Abb. 18.

Partie aus dem Abrißgebiet des Rutschterrains unterhalb des Gemeindesteinbruches von Ober-Wisternitz. Die Pfeile deuten auf die Spalten (bei 1, 2, 3), an denen die rasenbedeckten Schollen absanken. In den dadurch entstandenen Bodenmulden (bei 4, 5, 6) dringt das Grundwasser empor. Rutschung im Frühjahr 1939.



Abb. 19.

Abrißspalten im obersten Teile des Rutschgebietes unterhalb des Gemeindesteinbruches von Ober-Wisternitz. Das betroffene Gebiet besteht aus bunten Tonen der Niemtschitzer Schichten. Das Abgleiten erfolgte in Stufen, deren eine durch die punktierten Linien begrenzt ist. Die Pfeile deuten auf die Abrißspalten. Im Hintergrunde die Schutthalde des Steinbruches. Frühjahr 1939.

Merkwürdig ist es, daß es im nassen Frühjahr 1939 sonst nirgends zu Rutschungen gekommen ist, und daß anderseits das Gelände beim Ober-Wisternitzer Gemeindesteinbruch bei früheren Gelegenheiten, wo im unteren Thayalande sich so häufig Bodenbewegungen abspielten (zum Beispiel in den Jahren 1900, 1910/11), ganz ruhig blieb.

Nutzbare Lagerstätten.

Das untere Thayaland ist arm an nutzbaren Stoffen aus dem Mineralreiche. Im Kartenbereiche finden sich zwei Stellen, an denen einst auf Braunkohle geschürft wurde, und zwar westlich Saitz und nördlich Nikolsburg. An ersterem Punkte suchte man sie unter dem Menilitschiefer, an letzterem innerhalb der bunten Tone der Niemtschitzer Schichten, natürlich in beiden Fällen erfolglos. Im Schlier finden sich zwar hie und da dünne Braunkohlenschmitzen, aber abbauwürdig sind sie selbstredend nicht.

Bei einer Brunnengrabung in Pulgram Nr. 155 traf man im Schlier so reichlich Erdgase (Methan), daß ein Weiterarbeiten nur nach öfters wiederholter Entlüftung möglich war (16, S. 204). Auf Erdöl deutete sonst allerdings nichts hin.

An einzelnen Stellen (zum Beispiel im Bergener Steinbruche am Kesselberg, im Steinbruche am Janitschberg bei der Nikolsburger Marienmühle) kommt in den Kreidesandsteinen so viel Glaukonit vor, daß er von Privatleuten geholt, vermahlen und als naturechte Malerfarbe zum Streichen von Hauswänden verwertet wird. Ein Abbau würde sich aber nicht lohnen, da von dem Material zu wenig vorkommt.

Mehr Bedeutung für die technische Verwertung haben gewisse Gesteine. So wird, sehr zum Schaden des Landschaftsbildes, der Ernstbrunner Kalk in vielen Steinbrüchen abgebaut. Er findet als Zuschlagsmittel bei der Zuckerraffinerie, in der Lederindustrie usw., ferner als Baustein und Schotter eine ausgiebige Verwendung. Besonders begehrt ist eine sehr reine und gleichmäßig dichte Abart, die „Kalkarmor“ genannt wird, weil sie politurfähig ist.

Der Dolomit wurde in geringen Mengen für die Erzeugung von Kohlensäure (Sodawasser) verwendet. Ein eigentlicher Abbau im großen findet jedoch nicht statt.

Es gibt tektonische Breccien im Jurakalk, welche in bunter Mischung rote, grüne, braune oder gelbe Stücke (beziehungsweise Ausfüllungsmaterial zwischen den Trümmern) enthalten. Auch findet sich vereinzelt Ernstbrunner Kalk, dessen Sprünge und Hohlräume mit schwarzem Quarz ausgefüllt sind. Wenn diese schön gemusterten Breccien häufiger und politurfähig wären, könnten sie für die Steinindustrie verwendet werden. Leider aber kommen sie nur in verschwindenden Mengen vor.

Der Löß wird in zahlreichen Ziegelschlägen abgebaut. Die neogenen und diluvialen Schotter finden reichliche Verwendung, auch die verwitterten paläogenen Konglomerate werden manchmal als Schotter abgebaut. Auch die neogenen Sande, die so verschiedene Korngröße und Zusammensetzung haben, werden für allerlei Zwecke verwendet und auch die diluvialen Sande werden in zahlreichen Sandgruben ausgebeutet. Der Schlier wird außerhalb des Kartengebietes (zum Beispiel bei Tannowitz) in vielen Ziegelschlägen abgebaut. Im Kartenbereiche selbst befindet sich nur die jetzt auch schon aufgelassene Bergener Ziegelei.

Der Auspitzer Mergel und der Steinitzer Sandstein sind beide zu weich für eine Verwertung. Auch der im ursprünglichen Zustande so harte und widerstandsfähige Pulgramer Sandstein taugt infolge seiner raschen Verwitterbarkeit nicht gut zum Abbau.

Die bunten Tone und die neogenen Tegel finden im allgemeinen keine Verwertung. Nur in der Ziegelei Pisk östlich Nikolsburg wird der sarmatische Tegel, zusammen mit dem ihn überlagernden Löß abgebaut.

Der Leithakalk wird hie und da zum Kalkbrennen und als Baustein verwendet, außerdem findet er als Rohmaterial für die Bildhauerei Verwendung. Allerdings ist unser Leithakalk mürber und weniger fest als jener des Leithagebirges, so daß zum Beispiel für die 1702 bis 1706 erbaute Gruftkirche in Nikolsburg durch den damaligen Fürsten Dietrichstein lieber Eggenburger Sandstein verwendet wurde.

Ein gutes Material für manche Zwecke könnte der Hornsteinkalk abgeben, der bis jetzt nur im Prittlacher Gemeindesteinbruche ausgebeutet wurde, doch wurde auch dort der Abbau wieder eingestellt. Das Gestein ist sehr hart und widerstandsfähig, bildet aber bloß nicht allzu ausgiebige Einlagerungen in den bunten Tönen. Der ihm eingelagerte Hornstein dürfte

sich für viele Verwertungszwecke hinderlich erweisen, aber zum mindesten als Schotter könnte das Gestein eine gute Verwendung finden.

An manchen Stellen wird auch der Schuttlöß abgebaut. Er ist oft so voll des besten und reinsten Ernstbrunner Kalkes, daß er als solcher ausgebeutet wird. Das mächtigste Vorkommen findet sich im Ober-Wisteritzer Gemeindesteinbruch, wo nicht nur anstehender Ernstbrunner Kalk, sondern auch der ihn überlagernde, 10 m mächtige Schuttlöß abgebaut wird.

Schwefelquellen.

Von solchen finden wir eine ganze Anzahl im neogenen Anteil des unteren Thayalandes. Die bedeutendste ist die von Voitelsbrunn, die schon seit Jahrhunderten zu Heilzwecken verwendet wird. Schon in einer Urkunde aus dem Jahre 1362 wird von einem Bad in „Foydaspru“ gesprochen, um 1780 wurde das jetzige Badhaus gebaut, 1717 wurde die Heilquelle von dem Mag. pharm. A. Hammel untersucht. Er fand darin schwefelsaures Kali und Natron, unterschwefeligsaurer Kalzium, salzsaures Natron, kohlen-saure Magnesia, kohlen-saures Natron, ferner H_2S . Das Wasser hat beim Zutagetreten eine Temperatur von $8^{\circ}C$, wird aber dann künstlich auf die Badetemperatur von 25 bis $35^{\circ}C$ erwärmt.

Es gibt aber in Voitelsbrunn außer dieser Heilquelle noch mehrere andere Schwefelwässer. So zum Beispiel führen die Brunnen der nebeneinander befindlichen Häuser Nr. 213 und 214 in der zur Bahnstation führenden Straße schwefelhaltiges Wasser, das für Trinkzwecke ungeeignet ist. Nahe dem W-Ende des Ortes, bei den Häusern Nr. 218 und 248 ist der Schwefelgehalt der Hausbrunnen etwas weniger stark, ähnlich ist es beim Brunnen im Hofe des Hauses Nr. 175 (siehe Aufschluß 27!).

Nördlich der Porzinsel dringt zu beiden Seiten des von N kommenden Grabens Schwefelwasser empor. Die betreffenden, ziemlich weit ausge-dehnten Flächen werden durch zwei Drainagegräben entwässert. Dieselben münden in den um die Porzinsel nördlich herumführenden Graben, das Schwefelwasser mit sich führend. An den Einmündungsstellen ist lebhafter Geruch nach H_2S zu spüren. Der Boden ist dort mit *Beggiatoa*-Kolonien bedeckt und daher ganz weiß.

Am S-Ufer des Teiches liegt östlich Bischofswart in einer Bodensenke eine versumpfte Stelle, von der behauptet wird, daß sie auch in strengen Wintern nicht zufriert und daß sie schwefelhaltig sei. Hier wären noch nähere Untersuchungen nötig.

Im Theimwald befindet sich 50 Schritte westsüdwestlich des Jagdhauses St. Hubertus ein Brunnen, der vor einigen Jahren stark schwefelhaltig gewesen sein soll. Die Ergiebigkeit hat aber nachgelassen, als eine Vertiefung des Brunnens und eine Vermehrung des Wasserzuflusses erfolgte.

Weiter befindet sich am O-Ende des Mühlteiches eine versumpfte Bodenmulde mit einer Quelle, die nach Aussage der einheimischen Bevölkerung schon vor Jahren zu Heilzwecken verwendet wurde. Das Wasser ist schwefelhaltig. Auch diese Stelle friert selbst in sehr strengen Wintern nicht zu.

Es ist eine alte Streitfrage, ob die Schwefelquellen des unteren Thaya-landes mit tektonischen Vorgängen in Verbindung stehen oder ob sie nur lokalen Ursachen (der Zersetzung des Gipses in den Mergeln und Tonen

des Untergrundes) ihr Dasein verdanken. Ich neigte mich früher der letzteren Auffassung zu, die reihenförmige Anordnung der genannten Quellen ungefähr entlang der Senke, in welcher die Teiche liegen, scheint aber allerdings der ersteren Ansicht recht zu geben. Die Senke würde dann einer vermuteten tektonischen Linie entsprechen. Als solche faßte sie H. VETTERS schon früher auf (26, Übersichtskärtchen), und zwar aus morphologischen Gründen. Nur die Quelle beim Jagdhaus St. Hubertus liegt etwas südlich von der angenommenen Linie. Man könnte (nach der Morphologie) annehmen, daß das Tälchen, welches vom Mitterteich über ϕ 188 genau auf sie hinzielt, ebenfalls einer Bruchlinie sein Dasein verdankt, welcher die Quelle aufsitzt.

Ein Terrain mit Schwefelquellen befindet sich ferner südwestlich neben Guldenfurt auf einem versumpften Gebiet, welches durch drei parallel laufende Gräben entwässert wird, ein weiteres östlich Dürnholz (auf den Bierwiesen). An beiden Stellen handelt es sich wie in Voitelbrunn um einen ganzen Komplex von Quellen, die über ein größeres Gebiet verstreut sind. H_2S -Geruch und weiße Überzüge von *Beggiatoa*-Kolonien machen auch bei Guldenfurt und Dürnholz auf die Schwefelquellen aufmerksam. E. SCHNABEL hat die letzteren im Jahre 1926 studiert und begutachtet. Er vertritt die Ansicht, daß sie an eine tektonische Linie gebunden sind, welche die Richtung des Thayatales zwischen Laa und Weißstätten einhält. Man müßte dann schließen, daß auch dieses Tal der genannten tektonischen Linie seine Entstehung verdankt, indem an ihr die Erosion durch den ehemaligen Seitenbach der Igla eine vorgezeichnete Linie fand. Dieses Talstück würde nach dieser Annahme keineswegs bloß der Erosion seine Entstehung verdanken.

Literatur.

Ein recht vollständiges und brauchbares Schrifttumsverzeichnis gab J. STEJSKAL in seiner Arbeit „Geologická stavba Pavlovských vrchů“ im Jahre 1935 (im „Věstník státn. geol. ústavu“, Jahrg. 11, H. 1/2, Prag). Es reicht bis in das Jahr 1934. Ergänzend führe ich dazu noch folgende Arbeiten an:

1. A. RZEHAK, Beiträge zur Kenntnis der karpathischen Sandsteinzone Mährens. Annalen des Franzensmuseums in Brünn, Bd. 3, 1897 (erschienen 1898).
2. A. RZEHAK, Das miozäne Mittelmeer in Mähren. Festschrift zur Feier des 50jährigen Bestandes der 1. Staatsoberrealschule in Brünn, 1902.
3. BRUNO VALOUSEK, Bedrohte Naturdenkmäler in den Pollauer Bergen. (Tschechisch.) Věda přírodní, Bd. 6, 3 Seiten.
4. H. MIKULA, Die Pollauer Berge als Landschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, Bd. 70, 1927, S. 306—327.
5. K. ZAPLETAL, Jurský útvar na Moravě. Příroda 1928, Jahrg. XXI, H. 7/8, S. 1—3.
6. F. E. SUESS, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1929, H. 5.
7. K. ZAPLETAL, Übersicht über die Geologie der tschechoslowakischen Karpathen. Geol. Rundschau 1930, Bd. XXI, H. 2, S. 124—140.
8. H. VETTERS, Über die Tektonik des nordöstlichsten Niederösterreich und der Isoseistenverlauf des Schwadorfer Behens. Intern. Zeitschr. f. Bohrtechnik, Erdölbergbau u. Geol. 1931, Wien, H. 13/14, S. 1—20.
9. K. JÜTTNER, Das Meer als Formenbildner der Pollauer Berge. Deutsch-mähr.-schles. Heimat 1932. H. 11/12, S. 320/1. sowie Nachwort zu MIKULAS Erwiderng Die Pollauer Berge als Landschaft, ebenda, 1933, H. 1/2, S. 22.
10. F. ŘIKOVSKÝ, Dolní Svratka. Spisy přírodovědecké fakulty Masar. university. Brünn, 1933, Nr. 167, S. 3—28.

11. J. SULC, Studien über die fossilen Chitonen im Neogen des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. Annalen d. Naturhist. Museums in Wien, Bd. 47, 1934.
12. K. SCHIRMEISEN, Tierreste aus Kulturschichten des Nikolsburger Gebietes. Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, Bd. 65, 1934 (4 $\frac{1}{2}$ Seiten), und Bd. 67, 1936 (4 Seiten), Brünn.
13. H. J. FABIAN, Die Lößstation von Unter-Wisternitz. Firgenwald, Reichenberg, 1936, H. 2.
14. W. R. ZARTNER, Menilitopal aus dem Bergener Steinbruche. Lotos, Bd. 85. Prag, 1937, S. 22. (Der von ZARTNER beschriebene Menilit stammte aus jener Menilitchieferbank, welche in der Abbildung auf S. 50 meiner Arbeit Das Südende des mährischen Flysches dargestellt ist.)
15. K. JÜTTNER, Die Lößstation von Unter-Wisternitz. Firgenwald, X, Reichenberg, 1937, H. 2 (1 Seite).
16. J. PELISEK, Zum Chemismus der Ausbühungen süd-mährischer Böden. (Tschechisch.) Sborník čs. Akademie zemědělské XII, 1937, H. 3, S. 333—338.
17. E. SCHNABEL, Geologie Masarykova kraje. Masarykův kraj, Göding, 1937, herausg. von den Lehrervereinen des Gödinger Kreises, S. 1—114.
18. M. F. GLAESSNER, Die alpine Randzone nördlich der Donau in erdölgeologischer Bedeutung. Petroleum 1937, Nr. 43.
19. K. JÜTTNER, Die erdgeschichtliche Entwicklung des Bodens der Gemeinde Pollau. Deutschmähr.-schles. Heimat, Brünn, 1937, H. 11/12, 5 Seiten.
20. L. SOMMERMEIER, Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. (Mit Kartenskizze.) Petroleum, Jahrg. 34, 1938, H. 5, 10 Seiten.
21. VLAD. KALABIS, Über die miozänen Clypeasterarten des Wiener Beckens. (Deutsch.) Věstník král. české společnosti nauk, math.-naturwiss. Kl., Prag, 1938, 10 Seiten. (KALABIS behandelte auch die Clypeastriden der Nikolsburger Gegend.)
22. K. JÜTTNER, Das Südende des mährischen Flysches. Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, Jahrg. 69, Brünn, S. 46—72.
23. K. JÜTTNER, Die Flyschzone im unteren Thayalande. Firgenwald, Jahrg. 11, H. 2, Reichenberg, 1938, S. 49—66.
24. K. JÜTTNER, Das Nordende des niederösterreichischen Flysch. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1938, H. 3/4, S. 95—101.
25. K. JÜTTNER, Das Neogen des unteren Thayalandes. Ebenda, 1938, H. 11/12, S. 201—224.

Die unter 19, 22 bis 25 genannten Arbeiten, zwar in Teilen und an verschiedenen Stellen publiziert, waren doch als zusammengehörig und als einheitliche Erläuterung zu meiner Karte gedacht. Die vorliegenden „Erläuterungen“ bilden eine gekürzte Zusammenfassung von ihnen.

In dieser Arbeit zitiertes Schrifttum.

1. O. ABEL, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Nikolsburg—Auspitz. Wien, 1910.
2. K. JÜTTNER, Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, Jahrg. 64, Brünn, 1933, S. 15—31.
3. K. JÜTTNER, Entstehung und Bau der Pollauer Berge. Verlag A. Bartosch, Nikolsburg, 1922, RM 1.10.
4. K. JÜTTNER, siehe oben, Nr. 24!
5. K. JÜTTNER, H. THANEL, Exkursion nach Nikolsburg und den Pollauer Bergen. Mitt. d. Naturwiss. Vereines an der Universität Wien, Jahrg. 12, Wien, 1914, Nr. 4—6, S. 67—78.
6. E. SUESS, Sandstein- und Mergellagen in der Gegend von Nikolsburg in Mähren. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1852, H. 4.
7. J. PELISEK, siehe oben, Nr. 16!
8. K. JÜTTNER, siehe oben, Nr. 22!
9. A. RZEHAK, Die Niemtschitzer Schichten. Verh. d. Naturforsch. Vereines in Brünn, 1895.
10. A. RZEHAK, Das mährische Tertiär. Prag, 1922.
11. A. RZEHAK, Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg in Mähren. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn, 1902 und 1903 (1. u. 2. Teil).

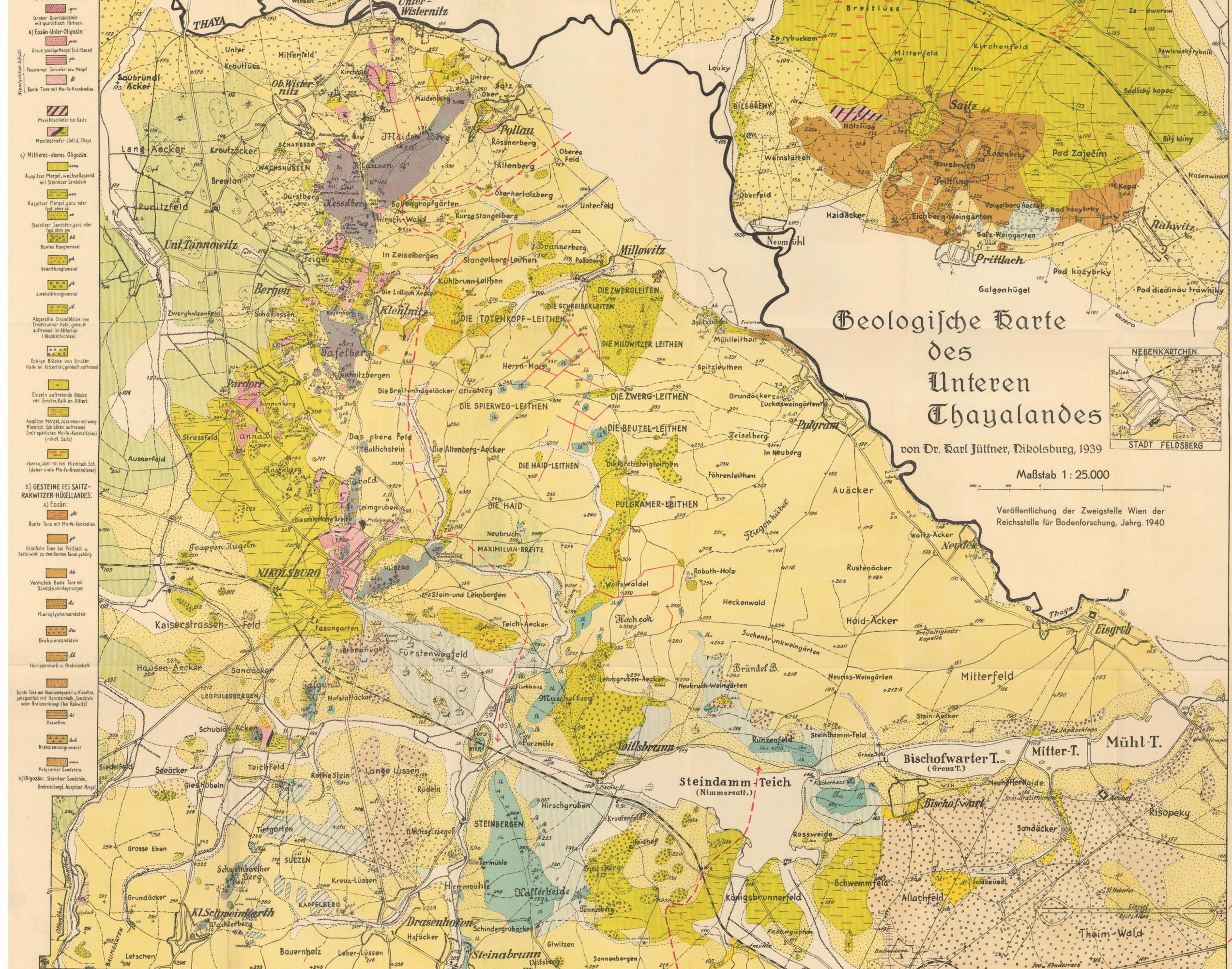
12. K. ZAPLETAL, Geologie moravských Karpat a úvalů. Sborník vys. školy techn., Brunn, V/20, 1931.
13. A. RZEHAK, siehe oben, Nr. 2 (Literatur)!
14. A. RZEHAK, siehe oben, Nr. 1 (Literatur)!
15. R. KETTNER, O pískovcích Magurských. Časopis Vlast. spolku musejníko v Olomouci, Jahrg. 35, 1923, H. 1/2.
16. K. JÜTTNER, siehe oben, Nr. 25 (Literatur)!
17. K. JÜTTNER, siehe oben, Nr. 23 (Literatur)!
18. L. SOMMERMEIER, siehe oben, Nr. 20 (Literatur)!
19. J. WOLDRICH und J. STEJSKAL, Geologický profil hlinišťem a svážení v cihelně u Doln. Věstonic na Moravě in Věda přírodní, Jahrg. 15, Prag, 1934, H. 5.
20. K. SCHIRMEISEN, siehe oben, Nr. 12 (Literatur)!
21. K. JÜTTNER, Die Rutschgebiete an den Hängen der Pollauer Berge. Firgenwald, Jahrg. 4, Reichenberg, 1931, H. 3, S. 108—121.
22. K. JÜTTNER, siehe oben, Nr. 9 (Literatur)!
23. H. MIKULA, siehe oben, Nr. 4 (Literatur)!
24. FR. E. SUESS, siehe oben, Nr. 6 (Literatur)!
25. MELION, Die Horn- und Feuersteingebilde der nächsten Umgebung von Brunn. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien, 1851, H. 3.
26. H. VETTERS, siehe oben, Nr. 8 (Literatur)!
27. K. JÜTTNER, Aufschlüsse als geologische Dokumente im unteren Thaya-lande. Jahrb. d. Zweigst.. Wien d. Reichst. f. Bodenforsch., Jahrg. 89, 1939, H. 3—4, S. 377—411.

II. ALTTERTIÄR: A) PARAUTOCHTHONE (SUBBESKIDISCHE GESTEINE): a) Unbestimmten Alters: Grober Quarzsandstein mit quarzitischer Partien; Eozän-Unter-Oligozän: Graue sandige Mergel (d. Klaus); Pausamer Schiefer bzw. Mergel; Bunte Tone mit Mn-Fe-Konkretion; Mittleres-oberes Oligozän: Auspitzer Mergel, wechsellegend mit Steinitzer Sandstein; Steinitzer Sandstein, ganz oder fast ohne ss; Buntes Konglomerat; Granitkonglomerat; Jurakalkkonglomerat; Abgerollte Strahlblöcke von Ernsbr. Kalk, gehäuft auftretend im Alttertiär (Blockschichten); Eckige Blöcke von Ernsbr. Kalk im Alttertiär, gehäuft auftretend; Einzeln auftretende Blöcke von Ernsbr. Kalk im Alttertiär; Auspitzer Mergel, zusammen mit wenig Nierenschichten auftretend (mit spärlichen Mn-Fe-Konkretionen) (nördl. Saitz); ebenso, aber mit viel Nierensch. (daher viele Mn-Fe-Konkretionen).

I. MESOZOISCH: Ob Jura (Tithon); Kienitzter Schichten; Ernsbr. Kalk; Gelbe Mergel u. grüne Glaukonit sandsteine; Kreide (Turon).

III. JUNGTERTIÄR: A) HELVETISCH: Schlier; Plattensandstein; Jurakalkschotter auf Schlier.

B) TORTONISCH: Tegel bzw. Mergel; Sand; Schotter.



Geologische Karte des Unteren Thayalandes

von Dr. Carl Jüttner, Nikolsburg, 1939

Maßstab 1 : 25.000

Veröffentlichung der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, Jahrg. 1940



- C) SARMATISCH:**
Tegel bzw. Mergel; Gerthensand; Tegel u. Sand, wechsellegend; weisse, meist reiche Quarzsande, sarmatisch.
- D) UNT. PLIOZÄN (PANNONISCH):**
Kongressschichten: Tegel u. Sand, bzw. „Stauberde“
- E) OB. PLIOZÄN (DAZISCH):**
Schotter mit untergeordneten Sanden
- IV. DILUVIAL:**
Grauer Ton u. Leiten; Löss, sandiger Löss, Lösslehm; Feinkörniger Sand, flüchtig oder fluviatil, manchen Ortes mit untergeordneten Schotter-schichten; Sand mit untergeordnetem Schotter; Schotter mit Sand; Konglomerat (verfestigter Schotter) bei Eisgrub; Fluviatil. Sand mit untergeordneten Ton-schichten; Sand, Schotter, Ton in Wechsel-lagerung (bei Rakwitz); Schotter; Fluviatil. Sand mit Schichten von Kalk-schutt; Kalkschutt auf tonigen Schichten teilw. ununterbrochen über (bei Rakwitz) Nierenschotter (Schotter + Schlier); Dünne Decke von diluv. Sand auf Bunt-tonen; Dünne Decke von diluv. Sand auf Auspitzer Mergel; Dünne Decke von diluv. Sand auf Schlier; Dünne Decke von diluv. Sand auf Torton-tegel; Alluvium der Talböden.
- V.**
Alluvium der Talböden
- K:** Kalktuff, alluvial, in einem Graben nördl. U. Tannowitz
- Waldschneisen bzw. bei Miltitz auch Waldrand
- Grenzen der drei Pliozän-zonen im Gebiete südl. d. Thaya
- Gesteinsgrenzen
Rutschgebiet
F Fossilfundplatz
Schutt auf Braunkohle bei Saitz u. Nikolsburg
- ANSSCHLUSS ZUM NEBENKARTCHEN**
horizont. Schicht-lagerung
Streichen u. Falten (letzteres bis 20°)
Z.O. Ziegelerde
W.H. Wächterhaus
Natur- u. künstl. Wasserläufe (ausser der Thaya)
Grenzen der Siedlungen
Kirche
Feldweg
Feldsteig
wechsellag. Streichen u. Falten

Schwarzer Untergrund vom Autor beige stellt.
Farbdruck der Druckerei F. Seifenberg, Wien III.

Die Bohrungen bei Rodund im Montafon.

Von Otto Reithofer.

(Mit 1 Textabbildung und 1 Profiltafel.)

Die Bohrungen bei Rodund sind die ersten Bohrungen, die im Montafon in den jungen Aufschüttungen der Ill abgeteuft worden sind. Durch diese Bohrungen ist nicht nur die Zusammensetzung und Beschaffenheit der Illschotter bis in eine beträchtliche Tiefe ermittelt worden, sondern es konnte auch die Mächtigkeit der glazialen und postglazialen Zuschüttung des Montafontales im Schrunser Becken, nahe dem N-Fuße des Kristakopfes, festgestellt werden.

Im Jahre 1938 wurden in den Flußaufschüttungen der Ill bei Rodund, Gemeinde Vandans, im Montafon neun Bohrungen abgeteuft, von denen sechs eine Tiefe von zirka 15 m und zwei eine solche von mehr als 50 m erreicht haben. Von diesen waren die Bohrungen I, III, IV, V, VI und VIII Handbohrungen. Bei jedem Bohrloch wurden zunächst ein Schacht bis auf das jeweilige Niveau des Grundwasserspiegels abgeteuft. Mit diesen Arbeiten wurde am 1. Juni 1938 begonnen. Die letzte Bohrung (IX) wurde am 8. Dezember 1938 beendet.

Den Herren Ing. A. Ammann, Direktor der Vorarlberger Illwerke in Bregenz, und Ing. W. Steinböck, Bauleiter der Hauptbauleitung Obervermuntwerk-Rodundwerk der E. A. G., vorm. W. Lahmeyer & Co., in Schruns bin ich für ihre rege Anteilnahme und Unterstützung meiner Arbeit zu Dank verpflichtet.

In Abb. 1 ist die genaue Lage der einzelnen Bohrlöcher verzeichnet. Die Bohrungen, die zwecks Untersuchung des Bauuntergrundes niedergebracht wurden, zeigten folgende Ergebnisse:

Bohrung I (0,00 m = 642,92 m Seehöhe):

0,00— 0,50 m Humus.

0,50— 1,50 m sandiger Illschotter. Die Illschotter bestehen fast ausschließlich aus aufgearbeitetem Kristallin der Silvrettadecke. Unter den größeren Geröllen herrschen Granitgneise, Amphibolite und stärker quarzitisches Stücke aus Paragesteinen vor.

1,50— 3,50 m etwas gröberer sandiger Illschotter.

3,50— 3,90 m lehmiger Sand und grober, gut gerollter Illschotter mit mehreren größeren eckigen, grauen bis dunkelgrauen Kalkblöcken. Beim Schachtbau wurde auf der Bergseite schon in 2,3 m Tiefe auf Kalkblöcke gestoßen.

3,90— 4,20 m etwas weniger lehmiger Sand mit hellgrauen und dunkelgrauen eckigen Kalkblöcken.

- 4,20— 6,60 m hellgraue und dunkelgraue eckige Kalkblöcke mit stark lehmigem Bindemittel und einzelnen gut gerollten kristallinen Geröllen.
- 6,60—15,00 m überwiegend kalkalpiner Schutt mit sandigem und lehmigem Bindemittel. Zwischen zirka 10,30 und 10,50 m fand sich ein über 20 cm großes, gut gerolltes Stück von Schwarzhornamphibolit und ein ebenso großes, weniger gut gerolltes Muskowitaugengneisstück. Neben einzelnen größeren eckigen, hellgrauen bis dunkelgrauen Kalkblöcken wurden mehr oder weniger gut gerollte Stücke von Schwarzhornamphibolit und von Amphiboliten der Silvrettadecke, von Couches rouges und auch einige Schiefergneisstücke angetroffen.

Die Grenze zwischen den Illschottern und der darunter liegenden Grundmoräne ist hier, nach den vorhandenen Proben, nicht sehr scharf, da hier einerseits wahrscheinlich die obersten Teile der Moräne umgeschwemmt worden sein dürften und es sich andererseits um eine wenig bearbeitete (daher nicht besonders typische), größtenteils aus kalkalpinem Material bestehende Grundmoräne handelt. Als erschwerend kommt noch hinzu, daß hier beim Bohrloch I die Grenzfläche zwischen den Illschottern und der darunter liegenden Grundmoräne nicht horizontal liegt, sondern entsprechend der Neigung des Berghanges gegen NNO abfällt, worauf vor allem die bergseitig viel höher hinauf reichenden Kalkblöcke hinweisen. Die Hangendgrenze der Grundmoräne liegt etwa in 3,90 m Tiefe, doch dürfte dieser Wert nur für den nördlichen Teil des Schachtes Gültigkeit haben. Da die Bohrung I am S-Rande des Beckens nahe dem Bergfuß abgeteuft wurde, ist die Mächtigkeit der Illschotter, wie nicht anders zu erwarten war, hier eine ziemlich geringe.

Bohrung II (0,00 m = 642,96 m Seehöhe):

- 0,00— 0,80 m Humus.
- 0,80— 1,40 m loser Illschotter mit viel Sand.
- 1,40— 7,70 m grober Illschotter mit viel Sand.
- 7,70—11,50 m sehr grober Schotter mit vielen großen Geröllen und wenig Sand.
- 11,50—11,80 m grünlichgrauer sandiger Lehm mit rostigen Flecken und einzelnen bis 1 cm großen kristallinen Geröllen.
- 11,80—12,20 m ziemlich feiner Sand (Körner meist größer als 1 mm, bis 3 mm, kein Feinsand!, von den Bohrmeistern als „rescher“ Sand bezeichnet).
- 12,20—19,30 m grober Illschotter mit wenig Sand.
- 19,30—20,70 m mittelgrober Illschotter mit Sand.
- 20,70—21,80 m sehr grober Illschotter mit gut gerundeten Geröllen.
- 21,80—24,15 m großer grauer Kalkblock mit weißen Kalzitadern, wahrscheinlich Arlbergkalk.
- 24,15—26,00 m lettiger Sand mit bis kopfgroßen eckigen Stücken von Arlbergkalk und einzelnen bis über faustgroßen grauen Schieferstücken, die wahrscheinlich aus den Raibler Schichten stammen.

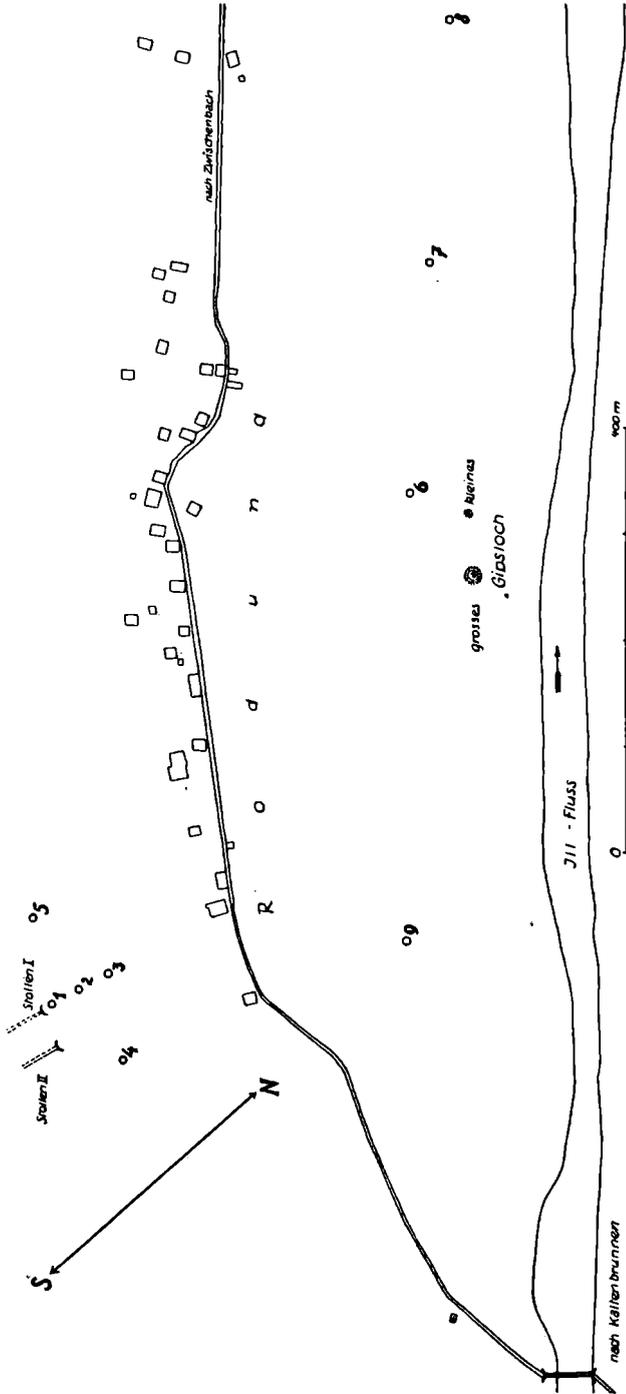


Abb. 1.
Lageplan der Bohrungen I bis IX bei Rodund.

- 26,00—33,90 m sandig-lehmiges Bindemittel mit vorwiegend hellgrauen und grauen eckigen oder etwas kantengerundeten Kalkstücken. Daneben kommen kleinere Stücke von Couches rouges, Amphibolit der Silvrettadecke, Schwarzhornamphibolit, zweiglimmerigem Augengneis, Muskowitaugengneis, Schiefergneis und Buntsandstein vor. Die Stücke aus dem Kristallin und Buntsandstein sind im Gegensatz zu den Kalkstücken meist gut kantengerundet bis deutlich gerollt. Bei 33,14 m fanden sich einige kleinere Stücke des typischen grünen porphyrischen Granits, die nur aus der Umgebung der Mittagspitze stammen können. Es handelt sich hier um eine größtenteils aus kalkalpinem Material bestehende, noch wenig bearbeitete (wegen des geringen Transportweges!), daher noch nicht besonders typische Grundmoräne.
- 33,90—34,20 m graue, stark lehmige Grundmoräne mit kleinen Geröllen, ziemlich typisch.
- 34,20—34,65 m Amphibolitblock.
- 34,65—35,00 m dunkelgrauer, sehr fester Kalkblock.
- 35,00—35,65 m Amphibolitblock mit sählig liegenden Schieferungsflächen. Von den Bohrmeistern wurde dieser Block für anstehend gehalten und darauf mit der Kernbohrung begonnen. Die horizontale Lage ist an den Bohrkernen deutlich zu erkennen.
- 35,65—38,40 m sandig-lehmiges Bindemittel mit eckigen hellgrauen und grauen Kalkstücken und zum Teil gut gerundeten Stücken von Biotitgranitgneis, Biotitaugengneis, Amphibolit, Schiefergneis, Verrukanoquarzit, Buntsandstein und Couches rouges, also ungefähr dieselbe Grundmoräne wie zwischen 26,00 und 33,90 m.
- 38,40—43,70 m sehr feinkörnige, ganz feste lehmige Grundmoräne mit meist ziemlich kleinen Kristallin-, Verrukano- und Kalkstücken, die so hart war, daß sie nur gemeißelt werden konnte.
- 43,70—44,70 m schwach bläulichgraue, sehr harte, zähe Grundmoräne.
- 44,70—45,15 m nach den vorhandenen Proben ist eine verlässliche Feststellung, ob es sich hier noch um Moräne oder ein Kalkgestein handelt, nicht durchführbar, da wegen der großen Härte stark gemeißelt werden mußte.
- 45,15—55,05 m fester dunkelgrauer Arlbergkalk mit weißen Kalzitadern. Beginn der Kernbohrung bei 45,15 m, beendet bei 55,05 m.

Von allen bei Rodund abgeteuften Bohrungen sind die Ergebnisse der Bohrung II weitaus die interessantesten, da durch sie zunächst 21,80 m mächtige Illschotter und hierauf eine über 23 m mächtige Grundmoräne mit zum Teil sehr großen Blöcken durchfahren wurde, worauf die feste, hier aus anstehendem Arlbergkalk bestehende Talsohle erreicht werden konnte. Diese Moräne dürfte größtenteils der Würmeiszeit zuzurechnen sein. Ob höhere Teile dieser Moräne noch jünger sind, läßt sich nicht entscheiden. Die Grenze zwischen der Moräne und dem an dieser Stelle aus Arlbergkalk bestehenden Talboden konnte durch die Bohrung nicht ganz genau er-

mittelt werden, doch kann sie nur zwischen den beiden Werten 44,70 und 45,15 liegen, also innerhalb des immerhin kleinen Bereiches von 45 cm. Dabei dürfte die Grenze eher bei 44,70 m liegen.

B o h r u n g III (0,00 m = 643,60 m S e e h ö h e):

- 0,00— 0,40 m Humus.
- 0,40— 1,00 m erdiger Sand mit einzelnen größeren Kristallingeröllen.
- 1,00— 2,50 m gröbere, gut gerollte Illschotter.
- 2,50— 3,97 m feinere, gut gerollte Illschotter.
- 3,97— 6,10 m stark lehmige Lagen mit reichlich gut gerollten kristallinen Geröllen.
- 6,10— 9,25 m etwas lehmige Schotter.
- 9,25—11,70 m grobe, gut gerollte sandige Illschotter.
- 11,70—12,10 m Sand mit kleinen, ein paar Zentimeter großen Geröllen.
- 12,10—12,40 m mittelgrobe Illschotter.
- 12,40—14,20 m sehr grobe Illschotter mit wenig Sand.
- 14,20—15,20 m Sand mit kleinen (± 3 cm) kristallinen Geröllen.

B o h r u n g IV (0,00 m = 644,10 m S e e h ö h e):

- 0,00— 8,20 m grobe, gut gerollte Illschotter. Von 6,20 bis 8,20 m große kristalline Gerölle. Aus dieser Teufe stammt auch ein über 13 cm großes bräunliches Gerölle von Karbonsandstein, aus aufgearbeitetem Kristallin bestehend.
- 8,20—12,30 m feiner Illschotter mit viel Sand.
- 12,30—12,70 m ziemlich feiner Sand (Korngröße 1, 2 und 3 mm) mit einzelnen bis ein paar Zentimeter großen Geröllen.
- 12,70—15,00 m mittelgrobe Illschotter mit Sand.

B o h r u n g V (0,00 m = 642,06 m S e e h ö h e):

- 0,00— 0,40 m Humus.
- 0,40— 0,80 m feinerer Illschotter, Gerölle bis zirka 3 cm Durchmesser.
- 0,80— 1,00 m Feinsand.
- 1,00— 2,20 m lehmiger Sand.
- 2,20— 2,50 m Feinsand.
- 2,50— 5,00 m grober Illschotter.
- 5,00— 6,36 m Illschotter mit lehmigem Sand.
- 6,36— 7,85 m grober Illschotter mit sehr wenig Sand.
- 7,85— 9,70 m grober Illschotter mit Sand, teilweise große Gerölle.
- 9,70—11,80 m mittelgrober Schotter mit sehr viel gröberem Sand und vereinzelt großen Geröllen.
- 11,80—13,05 m feiner grünlichgrauer Sand.
- 13,05—15,00 m feiner Schotter mit sehr viel Sand und vereinzelt größeren Geröllen.

B o h r u n g VI (0,00 m = 639,50 m S e e h ö h e):

- 0,00— 0,50 m Humus.
- 0,50— 4,75 m grober Illschotter.
- 4,75— 7,42 m grober Illschotter mit Sand, mit zum Teil großen Geröllen mit einem Durchmesser bis zu 0,5 m.

- 7,42— 8,70 m Schotter mit Sand und größeren kristallinen Geröllern, darunter auch einzelne Schiefergneis- und Biotitschieferstücke.
 8,70—12,45 m Schotter mit Sand und sehr großen Geröllern.
 12,45—14,95 m grober Schotter mit sehr viel Sand und vereinzelt größeren Geröllern.
 14,95—15,75 m etwas gröberer „rescher“ Sand mit kleinen Geröllern. Darunter grobe Illschotter.

Bohrung VII (0,00 m = 638,20 m Seehöhe):

- 0,00— 0,15 m Humus.
 0,15— 8,00 m grober Illschotter mit viel Sand und reichlich großen, gut gerollten kristallinen Geröllern bis 60 cm Durchmesser.
 8,00—13,50 m grober Illschotter mit großen Geröllern und sehr viel etwas lehmigem Sand.
 13,50—15,10 m grober Schotter mit großen Geröllern und sehr wenig Sand.
 15,10—19,60 m grober Illschotter mit viel feinem Sand und großen Geröllern mit 50 und 60 cm Durchmesser.
 19,60—44,25 m Material gleichbleibend, jedoch viel feiner Sand, der beim Bohren nach dem Herausziehen der Büchse von unten bis 2 m hoch aufgetrieben wird.
 44,25—45,70 m ein 50 bis 70 cm dicker hellgrüner Muskowitgranitgneisblock und darunter kleinere Gerölle mit etwas lehmigem Sand als Zwischenmittel. Unter diesen Geröllern fallen besonders auf: ein gut gerundetes, über 10 cm großes Biotitschieferstück, mehrere mehr oder weniger gut gerollte Schiefergneis-, Amphibolit- und helle Granitgneisstücke, mehrere bis 6 cm große, etwas kantengerundete Stücke aus der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, ein gut gerolltes, über 7 cm großes Stück grauen Karbonsandsteins aus aufgearbeitetem Kristallin mit einer Korngröße von ± 1 mm, ein über 8 cm großes kantengerundetes Stück Verrukanoquarzit, mehrere kleinere, bis 10 cm große, gut gerollte Buntsandsteinstücke, ein über 12 cm großes, etwas kantengerundetes graues Dolomitstück mit feinen gelblichweißen Kalzitadern und ein über 5 cm großes, mehr eckiges Stück von brecciösem, etwas bituminösem Hauptdolomit. Es handelt sich hier zweifellos um keine Zwischenschaltung einer Moräne, wie man der Zusammensetzung des Materials nach vielleicht schließen könnte, sondern um eine Schotterzufuhr aus einem der von SW kommenden Nebenbäche.
 45,70—57,50 m grober Illschotter mit viel „reschem“ Sand. Zwischen 52,70 und 53,70 m wurde ein 1 m dicker Amphibolitblock durchstoßen.

Bohrung VIII (0,00 m = 636,75 m Seehöhe):

- 0,00— 0,50 m Humus mit Sand.
 0,50— 7,50 m grober Illschotter mit bis über 20 cm großen, gut gerollten Kristallinstücken.

- 7,50— 8,66 m grober Illschotter mit bis über 20 cm großen Gerölln und sehr viel „reschem“ Sand.
 8,66—10,45 m nesterweise beisammenliegende Gerölle, wenig Sand.
 10,45—12,30 m grober Sand bis feiner Schotter, nur ab und zu größere Gerölle.
 12,30—15,00 m grober Illschotter mit feinerem Sand und vielen größeren Gerölln.

Bohrung IX (0,00 m = 643,03 m See höhe):

- 0,00— 3,20 m zuoberst dünne Rasendecke. Darunter feinere Illschotter mit lehmigem Sand.
 3,20— 5,00 m feinerer Illschotter mit Sand.
 5,00— 9,10 m grober Illschotter mit lehmigem Sand. Zwischen 5 und 6 m Teufe sind die Schotter verfestigt. Unter den Gerölln fanden sich unter anderen ein über 20 cm großes, gut gerundetes Stück von Biotitquarzit, ein etwas kleineres ebensolches Stück von zweiglimmerigem Augengneis und ein größeres kantengerundetes Granitgneisstück.
 9,10—11,05 m grobe Illschotter mit großen Gerölln und viel Sand, der etwas lehmig ist.
 11,05—27,00 m grobe Illschotter mit großen Gerölln und viel Sand. Bei 24,10 m wurden mehrere größere, gut gerollte Amphibolit- und Granitgneisstücke angetroffen. Unter den Gerölln fanden sich auch mehrere über 20 cm große, zum Teil gut gerollte Augengneisstücke, eines davon war etwas verwittert.

Durch die Bohrungen bei Rodund wurden die Lagerungsverhältnisse so weit geklärt, als dies für die baulichen Fragen notwendig war. Die Entstehung der Erdfälle im Rodunder Wald (OTTO REITHOFER, Die Erdfälle im Rodunder Wald bei Vandans im Montafontal; Verh. d. Geol. Bundesanst. in Wien, 1937, S. 175—177), die in der beigegebenen Abb. 1 verzeichnet sind, konnte durch die Bohrungen nicht weiter aufgehellert werden. Maßgebend dafür war der Umstand, daß die Bohrungen VI bis VIII nach den Bedürfnissen der Bauleitung angesetzt wurden. Wäre zum Beispiel die Bohrung VI in die Nähe des kleineren Einsturztrichters, des sogenannten „kleinen Gipsloches“, verlegt worden und an dieser Stelle statt bei VII ein Bohrung in größere Teufe (bis auf den anstehenden Felsboden) niedergebracht worden, so hätte unter Umständen die Frage entschieden werden können, ob die erwähnten Trichter auf die Anwesenheit von Gips zurückzuführen sind oder nicht. Zur Zeit als die Bohrungen angesetzt wurden, fehlte noch jede Erfahrung über die Mächtigkeit der Schotterablagerungen im Schrunser Becken. Die verwendeten Bohrgeräte waren für Bohrungen bis in zirka 60 m Tiefe bestimmt. Erst als bei der noch so nahe dem Berghang gelegenen Bohrung II der feste Felsuntergrund in einer Tiefe von fast 45 m erreicht wurde, war zu befürchten, daß bei der nahe der Mitte des Beckens gelegenen Bohrung VII der anstehende Fels in 60 m Tiefe noch nicht erreicht werden könnte.

Es ist noch zu bemerken, daß weder bei den Bohrungen VI und VII, noch bei den anderen Bohrungen auch nur ein Stück Gips angetroffen wurde. Dieser Umstand spricht aber weder dafür noch dagegen, daß

die Erdfälle auf die Anwesenheit von Gips zurückzuführen seien. Selbst wenn einzelne Gipsstücke gefunden worden wären, hätte noch immer die Möglichkeit bestanden, daß dieselben unter günstigen Umständen durch den Rellsbach angeschwemmt worden wären.

Trotz des Umstandes, daß die Bohrung VII nicht bis auf den festen Felsuntergrund niedergebracht wurde und daß auch die Frage der Entstehung der Erdfälle nicht endgültig gelöst werden konnte, wurden dennoch durch die Bohrungen einige wichtige Ergebnisse gewonnen. So hat die Bohrung II, trotzdem sie nur zirka 30 m vom Berghang entfernt niedergebracht wurde, noch fast 22 m mächtige Schotter und darunter eine ebenso mächtige Grundmoräne durchfahren, da der anstehende Fels erst in einer Tiefe von beinahe 45 m erreicht wurde. Derart mächtige Schotter- und Moränenablagerungen wurden so nahe dem Berghang nicht vermutet. Wenn man aber die Ergebnisse des Stollen I, auf die später näher eingegangen wird, berücksichtigt (siehe auch Tafel), erscheint diese Schutthäufung weniger erstaunlich, da auch am Berghang selbst der anstehende Fels von einer mächtigen Lage von Moränen- und Gehängeschutt überlagert wird.

Die nahe der Beckenmitte niedergebrachte Bohrung VII hat mit einer Tiefe von 57,5 m noch nicht die Liegendgrenze der Schotter erreicht. Die Bohrung wurde bei 57,5 m Tiefe eingestellt, da nicht zu erwarten war, daß der Felsboden schon in 60 m Tiefe (für eine größere Tiefe war das Bohrgeschütz nicht geeignet) erreicht würde. Wenn auch die Tiefe der Einschotterung des Schrunser Beckens noch immer nicht bekannt ist, so ist doch das Ergebnis der Bohrung sehr wertvoll, daß mit einer Mindesttiefe von eher mehr als 60 m gerechnet werden muß.

Die Bohrungen in ihrer Gesamtheit haben ergeben, daß die Schotterablagerungen zwischen 0,0 und 15 m Tiefe ziemlich gleichförmig sind und daß vielfach nur Schwankungen in der Größe der Gerölle und der Menge der Beimengung feinen Sandes auftreten. Dies dürfte auch noch für größere Tiefen zutreffen, doch stehen für die Beantwortung dieser Frage zu wenig tiefere Bohrungen zur Verfügung. Plastische Tone fehlen völlig. Auch Sandzwischenlagen spielen hier nur eine ganz untergeordnete Rolle. Der durch Bohrung V zwischen 0,80 und 2,50 m Tiefe angefahrne Feinsand wurde in den übrigen Bohrlöchern nicht angetroffen. Ebenso verhält es sich bei Bohrung III mit der zwischen 14,20 und 15,20 m Tiefe angetroffenen Sandlage. Der in den Bohrlöchern II bis V zwischen 11,50 und 13,05 m Tiefe liegende nicht ganz regelmäßige Sandhorizont wurde in den übrigen Bohrlöchern nicht angetroffen.

Oberhalb vom Bohrloch I wurde in 647,7 m Seehöhe ein gegen SSW verlaufender Versuchsstollen (Stollen I, siehe Abb. 1 und Tafel) angelegt, um die Überlagerung des anstehenden Felsgehänges durch Gehänge- und Moränenschutt festzustellen. Unter einer dünneren Humusdecke, deren genaue Mächtigkeit (wegen Verschalung) nicht mehr festgestellt werden konnte, wurde vom Stollen eine mächtige, größtenteils aus kalkalpinem Material bestehende, ziemlich lehmige Moräne durchfahren. Ob es sich im äußersten Teil des Stollens nicht doch um Gehängeschutt (umgelagerte Moräne) handelt, konnte nicht sicher entschieden werden. Jedenfalls wird die Moräne gegen das Berginnere zu typischer. Bei den weiter bergwärts gelegenen lehmigen Partien handelt es sich zweifellos um eine Grund-

moräne des Würmgletschers. Außer den zum Teil großen hellgrauen-grauen-dunkelgrauen Kalkblöcken treten auch solche von Couches rouges (immer nur kleinere Stücke) und Kristallin auf. Bei den hellgrauen Kalken handelt es sich meist um typischen Sulzfluhkalk (Tithon), die grauen bis dunkelgrauen Kalke stammen aus den Arlberg-Schichten, Partnach-Schichten und dem Muschelkalk.

Etwa 8,40 m vom Mundloch des Stollens entfernt fanden sich zwei Blöcke mit mehr als 50 cm Durchmesser von zweiglimmerigem Augengneis. Das Stollenmundloch (0,00 m) ist 3,10 m von der Schnittlinie der Stollensohle mit der Gehängeoberfläche entfernt. Bei 10,70 m wurde ein großer dunkelgrauer Kalkblock angetroffen und bei 19,40 m wurde ein gut gerolltes Quarzstück beobachtet. An letzterer Stelle erfolgte größerer Wasserzudrang. In einer Entfernung von 23,40 m vom Stollenmundloch treten wieder etwas mehr Kristallingerölle auf. Nachdem der Stollen bis hierher Moränenschutt mit zum Teil großen Kalkblöcken durchfahren hatte, wurde bei 23,40 m an seiner Sohle grauer Arlberg-Kalk angefahren, dessen Oberfläche gegen S zunächst langsam, dann aber stärker anstieg. Da die Schichtung nicht erkennbar war, konnte noch immer nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob es sich nicht nur um einen großen Block handelt. Bei 25,40 m fanden sich ein deutlich gekritztes Geschiebe von dunklem Kalk und zahlreiche kristalline Gerölle. Bei 28,80 m reicht der Arlberg-Kalk von der Stollensohle schon 1,80 m hinauf und gleich dahinter wurden Partnach-Mergel angefahren, so daß kein Zweifel mehr bestehen konnte, daß es sich hier um anstehenden Fels handelt. Die Partnach-Mergel streichen an der Grenze gegen den Arlberg-Kalk N 97° O corr. und fallen 85° N. Der Stollen wurde noch 12,60 m weit in den ziemlich festen Partnach-Mergeln vorgetrieben, so daß er eine Länge von 41,40 m erreicht hat. Am Stollenende streichen die schwarzen Partnach-Mergel N 93° O corr. und fallen 80 bis 85° S. Die Mergel werden hier von zahlreichen feinen, mit weißem Kalzit verheilten Klüften durchsetzt, die etwa NS streichen und \perp saiger stehen.

Die Feststellung der großen Mächtigkeit der Schuttüberlagerung im Bereiche dieses Stollens ist als ein wichtiges Ergebnis dieser Schurfarbeiten zu werten, da hier keinesfalls mit einer derart großen Schuttbedeckung gerechnet wurde, um so mehr als etwa 40 m weiter OSO der anstehende Fels schon ganz nahe unter der Tagesoberfläche angetroffen wurde.

Etwa 37 m weiter ostwärts wurde in einer Höhe von 652,20 m ein weiterer Stollen (Stollen II, siehe Abb. 1 und Tafel) parallel zum vorher beschriebenen gegen SSW vorgetrieben. Es hat sich zunächst darum gehandelt, ob der Arlberg-Kalk hier wirklich mit der Felswand weiter östlich in ungestörter Verbindung steht und ob dahinter weiter südlich die Partnach-Schichten nicht so weitgehend abgetragen sind, daß der Stollen nach Durchfahrung des Arlberg-Kalkes wieder aus dem anstehenden Fels in Gehänge- oder Moränenschutt tritt. Die geologische Begutachtung hat ergeben, daß der Arlberg-Kalk mit der Felswand weiter östlich zusammenhänge. Ferner wurde angenommen, daß der Stollen auch weiterhin im anstehenden Fels bleibe. Diese Annahme wurde beim weiteren Vortrieb des Stollens bestätigt.

Das Stollenmundloch (0,00 m) ist 3,70 m auf der O-Seite und mehr als 5,50 m auf der W-Seite des Stollens von der Schnittlinie der Stollensohle mit der Gehängeoberfläche entfernt. Beim Mundloch steht grauer Arlberg-

kalk an, der von zahlreichen weißen Adern (mit Kalzit verheilte Klüfte) durchsetzt ist. Im äußersten Teil des Stollens wurden mehrere Rutschflächen mit einem lehmigen Belag und einige von oben herabhängende Baumwurzeln angetroffen, was aber bei der Nähe der Felsoberfläche nicht weiter verwunderlich ist. Stellenweise erscheint der Arlberg-Kalk etwas grobkataklatisch zertrümmert. Nachdem 12,90 m (vom Stollenmundloch an gemessen) dieses stark von Verwerfungen durchsetzten Arlberg-Kalkes durchfahren waren, wurden die hier ziemlich festen schwarzen Partnach-Mergel erreicht, die nahe der Grenze etwas erzählig waren (ganz geringe Pyritspuren). Die stellenweise ziemlich stark wasserführenden Partnach-Mergel wurden noch auf eine Strecke von 25,20 m durchfahren, so daß dieser Stollen eine Länge von 38,10 m erreicht hat. Beim Stollenende streichen die Partnach-Mergel OW corr. und fallen 85° S. Sie sind hier viel stärker von weißen Adern durchsetzt als im westlichen Stollen. Hier treten zwei Systeme von mit weißem Kalzit verheilten Klüften auf, die beide \perp NS streichen, von denen das eine um 65° O fällt, während das andere 60° und noch steiler gegen W einfällt.

Als Ergänzung zu dem oben angeführten Artikel über die Erdfälle im Rodunder Wald ist noch zu erwähnen, daß die Tiefe des sogenannten „Großen Gipsloches“ (siehe Abb. 1) von der Oberkante bis zur Schlammsohle mit 8,50 m ermittelt wurde.

In dem Raume zwischen der Ill im NO, Bohrloch VI im NW, den Häusern von Rodund im SW und bis zirka 170 m über Bohrloch IX hinaus gegen SO wurden in gleichen Abständen 75 Schurflöcher zur Feststellung der Mächtigkeit der über den Illschottern lagernden Feinsand- und Humuslagen angelegt. Die durch diese Grabungen ermittelte Mächtigkeit der Humus- und Feinsandlagen schwankt innerhalb des oben umgrenzten Gebietes zwischen 0 und 165 cm. Das arithmetische Mittel sämtlicher aus den Grabungen ermittelten Werte beträgt 57,1 cm. Als ein Ergebnis der Grabungen ist noch zu bemerken, daß die Mächtigkeit der Feinsand- und Humuslagen innerhalb der untersuchten Fläche schon auf verhältnismäßig kurzen Strecken stark schwankt und daß das Auftreten dieser Lagen mit geringerer oder größerer Mächtigkeit hier völlig regellos erfolgt.

N 12° 0

-  Humus bei den Borlöchern 1, 2 und 3
-  Gehängeschutt beim Mundloch von Stollen I u. II
-  Sand
-  feinerer Schotter
-  mittelgrober - grober Schotter
-  sehr grober Schotter
-  Moränenschutt
-  größere Blöcke im Moränenschutt
-  Arlberg Schichten
-  Partnach Schichten

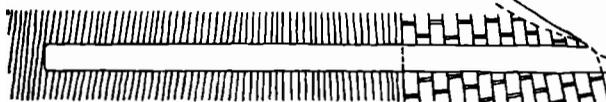
Stollen I



640 m

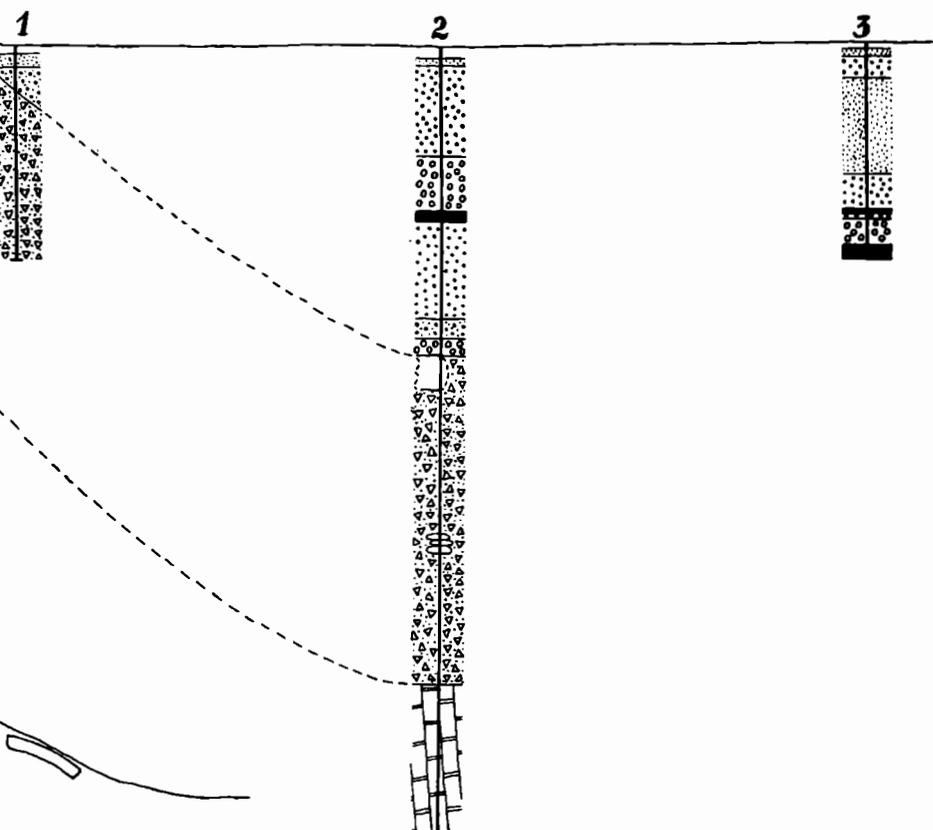
N 12° 0

Stollen II



645 m

40 m



0

Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols.

(Mit einer Textabbildung.)

Von **Karl Krüse**, Innsbruck.

(IX. Mitteilung und Schluß.)

Mit der vorliegenden Veröffentlichung sollen die Untersuchungen über den Emanationsgehalt von Tiroler Quellen abgeschlossen werden. Bereits in der vorhergehenden VIII. Mitteilung¹⁾ wurde eine zusammenfassende Übersicht der stärkeren Quellen gegeben, die sich auch auf das Gebiet von Süd- und Osttirol sowie Vorarlberg erstreckt und der am Schlusse ein vollständiger Literaturnachweis angefügt ist, worauf hier noch besonders verwiesen werden soll.

Zu der dort angeführten Zahl aller bis Ende 1936 untersuchten Quellen in Nordtirol kommen nunmehr noch 63 neue dazu, so daß im Gau Tirol allein über 500 Quellwässer gemessen wurden, abgesehen von den anderen oben genannten Gebieten in den Tiroler Alpen.

Nach der Entdeckung einiger stärkerer Quellen im Augengneisgebiet von Umhausen im Ötztale (Pseirerbrünnl: 28 M. E.) und in den Dolomitgebieten von Seefeld (Heilquelle des Bades: 23 M. E.) und des Fernpasses (Quelle am Fernsteinsee: 12 M. E.) wurden diese Gegenden eingehend nach weiteren Quellen abgesucht; außerdem wurde die radioaktive Felperquelle in Steinach a. Br. zeitweilig weiteren Nachmessungen unterzogen. Unter den andernorts liegenden Quellen, die noch einbezogen wurden, finden sich auch einige Heilquellen von heute meist aufgelassenen Bädern.²⁾

Neben den Bestimmungen des Radongehaltes der Quellwässer wurden auch Strahlungsmessungen an Gesteinen vorgenommen, die sich am Ursprung oder in der Umgebung stärkerer Quellen befinden. Besonders wurden die verschiedenen Gesteinsarten im Gebiete der Felperquelle am Nöblacherjoch zur Untersuchung herangezogen, um feststellen zu können, welches Gestein für den Emanationsgehalt der Quelle in Betracht kommt.

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1937, Bd. 87.

²⁾ Angeführt bei J. Zehenter, Die Mineralquellen Tirols. Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck, 1893.

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mache-Einheiten	Eman 10-10 C/l
A. Biberwier am Fernpaß						
Weißensee am Fernpaß	21. Juni 1938	Schwefelquellen am See: a) Obere Quelle	7,0	Bergsturzmassen aus Hauptdolomit	1,8	7
	22. „ 1938	b) Untere Quelle	7,2		0,9	4
	21. „ 1938	Quelle am SW-Ende des Sees auf der Wiese . . .	6,2		0,9	4
	21. „ 1938	Quelle am SO-Ufer	6,0		2,0	8
	22. „ 1938	Quelle beim Seeabfluß unter der Straßenbrücke	7,0		0,8	3
	21. „ 1938	Quelle an der Fernstraße unterhalb Lärchenheim .	5,3		0,8	3
Mittersee am Fernpaß Biberwier	22. „ 1938	Loisachquelle	8,6	Plattenkalk	1,1	5
	23. „ 1938	Quellen im Dorfe an der linken Talseite, gegenüber dem „Neuwirt“ a) Rückwärtige Quelle b) Vordere Quelle	6,2 6,2		3,5 3,5	14 14
	23. „ 1938	Quelle im Moos an der Straße nach Ehrwald, außer d. Sensenschmiede	5,7	—	1,0	4
B. Umgebung von Seefeld						
Seefeld	20. Juli 1938	Trinkquelle an der Leutacherstraße bei der Wegabzweigung nach Wildmoos	6,4	Dolomit	5,1	21
	19. Juni 1938	Quelle am Fußsteig Seefeld—Wildmoosalpe . . .	6,0	„	6,6	27
	20. Juli 1938	Quelle im Schollingwald nahe der vorgenannten	6,7	„	3,4	14
	11. Okt. 1938	„Wettersteinquelle“, Wasserleitungsquelle im Kirchenwald	8,0	„	3,5	14
	Wildmoosalpe	13. Nov. 1938	Quelle mit Auslaufrohr am Weg Seefeld—Wildmoosalpe, ca. 300 m vor dem Almboden	4,8	„	4,9
20. Juli 1938		Quelle am Südrand des Almbodens bei der Wegtafel zum Blattsteig nach Mösern	5,0	„	6,1	25

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mache-Einheiten	 Eman. 10-10 C/l
Ferienheim Wildmoos	27. Juni 1937	Wasserleitungsquellen am Brunschberg		Dolomit		
	19. " 1938	a) Obere Quelle 1. Probe	6,5		6,8	28
		2. Probe	6,8		6,0	25
Seefeld-Mösern	11. Okt. 1938	b) Untere Quelle Trinkwasser am rechtseitigen Hang (Gschwandkopf) vor dem Aufstieg zu den Möserer Mähdern	7,3		4,0	16
	11. " 1938	Moorquelle in den Möserer Mähdern	7,8	"	2,2	9
Mösern	19. Juni 1938	Quelle am Nordufer des Möserer Sees	7,0	Moor	1,3	5
Leutasch	13. Nov. 1938	Quelle am Nordufer des Möserer Sees	6,8	Dolomit	2,1	9
	13. " 1938	Trinkwasserquelle b. Gasthaus Neuleutasch an der Leutascher Straße	7,8	"	3,4	14
Oberleutasch	6. Juni 1938	Brunnen bei der Pestkapelle in Weidach	6,8	Moräne	1,8	7
	18. Sept. 1938	Quellen zum Weidachsee 1. Quelle	5,8	"	1,1	5
		2. Quelle	6,2		0,4	2
Buchen	18. " 1938	Wasserleitungsquelle am Eingang ins Katzenloch	6,0	Mergeliger Kalk	0,9	4
Gießenbach bei Scharnitz	18. " 1938	1. Quelle im Katzenloch bei der Bucheralpe	6,7	Kalk	2,0	8
	6. Juni 1938	2. Quelle im Katzenloch	5,4	"	0,9	4
Auland bei Reith	6. Juni 1938	Quelle am Weg „Durch den Boden“, rechte Talseite	4,8	Dolomit	1,5	6
	29. " 1939	Quelle im Bachgraben hinter Auland	8,0	"	3,0	12
C. Umgebung von Umhausen						
Maurachschlucht	23. Sept. 1938	Pseirerbrünnl 1. Probe	7,0	Augengneis	28,6	117
	23. " 1938	2. Probe			27,5	113
	25. " 1938	3. Probe			27,4	112
Niederthei	24. " 1938	Quelle im Grasstall	3,8	Schiefergneis	0,3	1
	24. " 1938	Haglas-Brunnen im Grasstall	3,6	"	0,6	2
	24. " 1938	Quelle im Überfeld	6,8	"	1,0	4
	24. " 1938	Quelle beim maurigen Rain am Buschbach	7,0	Augengneis	5,6	23

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Emanationsgehalt in		
					Mache-Einheiten	Eman 10-10 C/l	
Winklen bei Längenfeld	25. Sept. 1938	Quelle am Weg zur Wurzbergeralm	3,6	Granitgneis	0,3	1	
Au bei Längenfeld	25. „ 1938	Quelle bei der Nößlackkapelle	8,0	Gneisblöcke	0,7	3	
Köfels	25. „ 1938	Köfelser Bachquelle	4,5	Augengneis	19,7	81	
	26. „ 1938	Quelle beim Puitl hinter Köfels	8,9	„	0,2	1	
Fundustal	26. „ 1938	Quelle bei der Jägerhütte auf der vorderen Fundusalm	4,3	Schiefergneis	0,6	2	
	26. „ 1938	Quelle am Aufstieg zur hinteren Fundusalm	3,4	Augengneis	1,6	6	
	26. „ 1938	Quelle unter der Almhütte auf der hinteren Fundusalm	3,2	„	0,7	3	
Sulztal bei Längenfeld	27. „ 1938	Schwefelquellen bei der Ambergerhütte		Granitgneis			
		Quelle I	15,2			1,4	6
		Quelle II	21,1			2,3	9

D. Verschiedene Gebiete

Engtal im Karwendel	23. Juni 1937	Trinkwasser am Hohljoch	5,0	Kalk	0,6	3
Gerntal im Karwendel	23. „ 1937	Quelle am Plumsjoch	3,0	Kössenerschichten	0,8	3
Lengau bei Söll	9. Nov. 1938	Alte Badquelle bei der Lenger Kapelle	7,2	Buntsandstein	0,9	4
Häring bei Kirchbichl	9. „ 1938	Quelle der Trinkwasserleitung nach Häring	7,4	„	0,7	3
Schönau bei Erl	3. Juli 1939	Badquelle im Mühlgraben	9,0	Dolomit	4,4	18
	3. „ 1939	Quelle bei der Waldkapelle am Stadtberg	7,9	„	1,6	7
Westendorf	28. Juni 1939	Ehemalige Badquelle in Degenmoos	7,8	Schotter	1,5	6
Lauterbach	28. „ 1939	Maria-Luisenbad	9,0	—	0,0	0
Mühlau bei Innsbruck	25. „ 1938	Quelle zum Badhaus	10,0	Schotter	1,0	4
Vill bei Innsbruck	7. Nov. 1938	Quelle im Viller Moor	10,0	Torf	1,7	7
Lansersee bei Lans	7. „ 1938	Wasser vom Abfluß des Sees	9,2	—	0,1	0
Tienzens bei Matrei a. Br.	26. Juni 1938	Quelle zum Brunnen oberhalb der Häuser	7,3	Kalkphyllit	0,7	3

Örtlichkeit	Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in ° C	Gestein	Emanationsgehalt in	
					Mache-Einheiten	Eman- 10-10 C/l
Steinach a. Br.	22. Juli 1838	Quelle mit Brunnen am Siglboden	10,5	—	3,6	16
Schmiern	27. Nov. 1938	Wasser aus dem Stollen des Anthrazitbergwerkes am Nöblacherjoch	5,8	Sandstein	0,7	3
	5. Juli 1939	„Kalte Herberg“, Quelle zum Brunnen bei der Kapelle	4,3	Schiefer	1,0	4
		Quelle am Osthang unterhalb der Kapelle	3,7	Kalk	1,0	4
Obernberg a. Br.	30. „ 1939	Quelle mit Brunnen an der Straße nach Vinaders	5,5	Schiefer	2,9	12
Obernbergersee	30. „ 1939	Quelle am Hang beim vorderen See	5,0	„	1,2	5
Ranalt im Stubai	12. „ 1938	Quelle mit Brunnen am alten Weg außer Ranalt	5,5	Schiefergneis	0,2	1
Krößbach im Stubai	12. „ 1938	Quelle am Ruetzbach bei Gasteig	6,2	„	2,2	9
Gerhardshof bei Wildermießing	30. Okt. 1938	Trinkwasser zum Gerhardshof	8,2	Schotter	0,6	3
		Trinkquelle am Zimmerberg, nahe der vorgenannten	8,8	„	3,1	13

E. Felperquelle in Steinach a. Br.

Datum der Entnahme des Wassers	Zahl der entnommenen Proben	Witterungsverhältnisse	Temperatur in ° C	Ergiebigkeit l/min	Emanationsgehalt in Mache-Einheiten		
					Einzelwerte	Mittelwerte	Eman- 10-10 C/l
2. Juli 1937	1. Probe	—	6,6	15	56,2	56,5	231
	2. „				56,9		233
26. Juni 1938	1. „	Warmes Sommerwetter ohne Niederschläge	6,8	13	59,7	59,7	245
	2. „				59,8		255
22. Juli 1938	1. „	„	6,7	14	53,0	53,0	217
	2. „				53,1		218
31. Aug. 1938	1. „	Regen am Vorabend und in der Nacht	6,7	15	54,4	54,6	223
	2. „				54,9		225
21. Okt. 1938	1. „	Im ganzen Oktober keine Niederschläge	6,1	14	58,7	58,3	241
	2. „				58,2		239
	3. „				57,9		237

Datum der Entnahme des Wassers	Zahl der entnommenen Proben	Witterungsverhältnisse	Temperatur in ° C	Ergeblichkeit l/min	Emanationsgehalt in Mache-Einheiten		
					Einzelwerte	Mittelwerte	Eman = 10 ⁻¹⁰ C/l
27. Nov. 1938	1. "	Am 21. und 25. November etwas Regen, sonst anhaltend trocken	5,6	12	62,5	60,7	256
	2. "				58,9		242
28. Dez. 1938 ³⁾	1. "	Schneedecke seit 22. Dezember, Schneehöhe 10 cm	5,3	nicht meßbar	59,5	60,6	244
	2. "				61,8		253

Im besonderen mögen der übersichtlichen Zusammenstellung noch folgende Bemerkungen beigelegt werden:

1. Im Gebiete des Fernpasses konnte außer der eingangs angeführten Quelle am Fernsteinsee (VIII. Mitt., S. 45 und 48) weder auf der S- noch auf der N-Seite des Passes eine weitere Quelle von bemerkenswertem Emanationsgehalt aufgefunden werden. Dabei ist zu erwähnen, daß die meisten dieser Quellen nicht aus dem Dolomittfels entspringen, sondern aus den ausgebreiteten Bergsturzmassen dieses Gesteins, und daß die stärksten Quellen im Dorfe Biberwier (3,5 M. E.) nicht mehr dem Dolomit angehören, sondern aus Kalkgestein kommen.

2. Unter den Quellen, die in der Umgebung von Seefeld aufgesucht wurden (VIII. Mitt., S. 43, 44 und 47, 48), fanden sich mehrere mit 5 bis 7 M. E. Ihr Gebiet verläuft vom Oswaldbrünnl an der Scharnitzer Straße in SW-Richtung über das Heilbad und den Geigenbühel gegen die Leutascher Straße und von da ostwärts zwischen den waldbedeckten Erhebungen des Brunschberges und Hochmooses bis Wildmoos (Ferienkolonie). Alle diese Quellen entspringen unmittelbar aus Dolomittfels. (Vgl. die Kartenskizze.)

3. Die bereits Ende 1936 aufgefundenen, radioaktiven Quellen des Pseirerbrünnls bei der neuen Steinbrücke in der Maurachschlucht und des Baches in Köfels bei Umhausen im Ötztale (VIII. Mitt., S. 46—48) ergaben diesmal einen etwas höheren Radongehalt wohl aus dem Grunde, daß bei der erstmaligen Wasserentnahme der Zugang zu den Ursprungsstellen infolge einer stärkeren Schneedecke einigermaßen behindert war. Von den andern neu untersuchten Quellen im Fundus- und Hairlachtale (Niederthei) ist eine in Niederthei am Hange des Tauferberges, an der Grenze des Augengneises entspringend, mit 5,6 M. E. die stärkste.

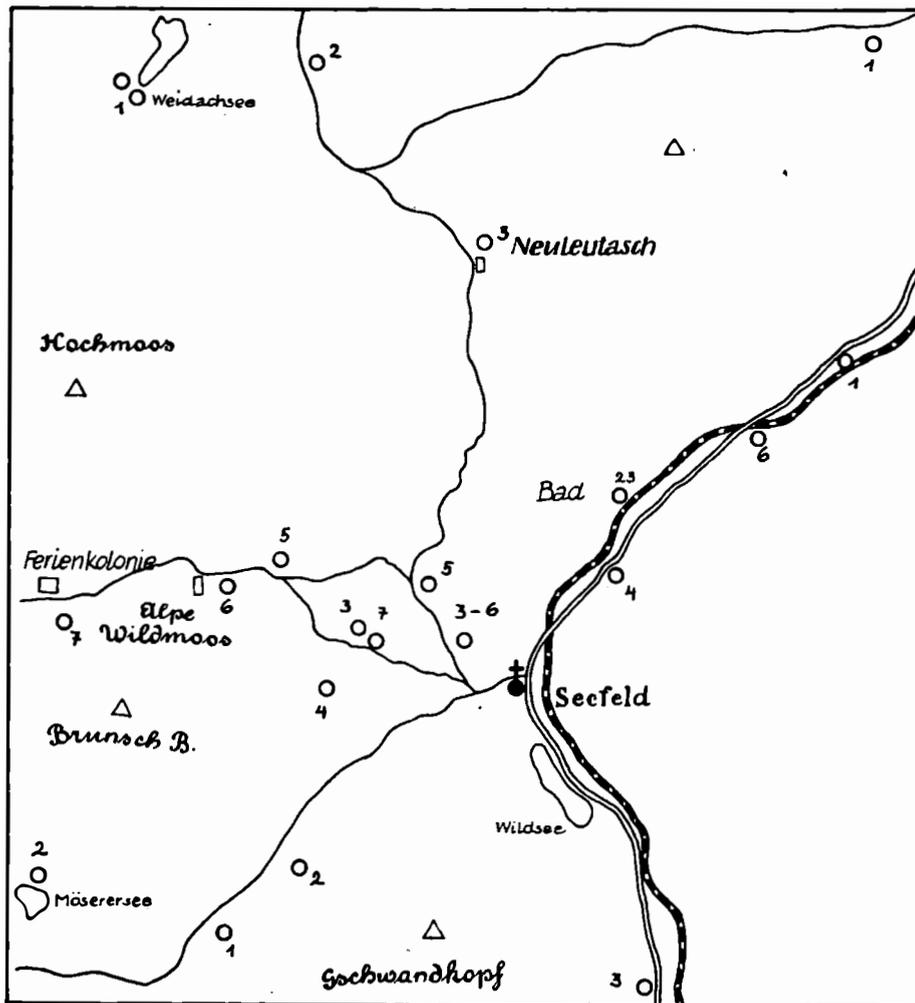
4. Die Schwefelquellen im Gebiete von Längenfeld (VIII. Mitt., S. 47). Neben der altbekannten Schwefelquelle des Bades Längenfeld entspringen

³⁾ Nach dieser Messung wurden bei der Quelle Grabungen vorgenommen, durch die der Auslauf des Wassers um etwa 4 m tiefer zu liegen kam. Leider hat sich dadurch der Emanationsgehalt ganz bedeutend vermindert, wie zwei Messungen im Laufe des folgenden Jahres ergaben (am 2. August 1939 19 M. E. und am 8. November 1939 21 M. E.). Aus diesem Grunde wurden weitere Kontrollmessungen nicht mehr durchgeführt.

Es sind für die nächste Zeit neue Grabungen unter fachmännischer Leitung in sichere Aussicht gestellt worden, die erhoffen lassen, daß der frühere Emanationsgehalt mindestens wiederum erreicht wird und auch das Gestein mit Sicherheit festgestellt werden kann, aus dem das radioaktive Wasser kommt.

Umgebung von Seefeld

1 : 50.000



— Strassen u Wege

○ Quellen mit beigefügten M.E.

- - - Eisenbahn

am N-Ende des Längenfelder Beckens bei Winkeln, am Ausgang der Maurachschlucht im Achbett, mehrere Schwefelquellen und vier weitere im Sulztale ober Längenfeld, bei der Ambergerhütte. Während die Quellen im Achbett bei normaler Temperatur (5,4°) einen Emanationsgehalt von 12 M. E. aufweisen, ergaben die wärmere Quelle des Bades Längenfeld (10,6°) und die Quellen im Sulztale mit noch höheren Temperaturen von 13 bis 22° keine bemerkenswerte Radioaktivität.

Die warmen S-Quellen bei der Ambergerhütte, die sich dort in einen kleinen See ergießen, haben eine Höhenlage von 2150 m und erreichen den Wärmegrad der indifferenten Thermalwässer von Brennerbad (1360 m, 22 bis 23°) und Hintertux (1500 m, 20 bis 22°). Am Wasser des Sees und seiner Quellen hat Frau LEUTELT-KIPKE im Jahre 1933 chemische Untersuchungen durchgeführt, die im Archiv für Hydrobiologie veröffentlicht wurden.⁴⁾ Soweit es sich um die chemische Beschaffenheit der vier S-Quellen handelt, sind hier die Ergebnisse aus dieser Abhandlung übersichtlich und in gekürzter Form zusammengefaßt worden, wozu noch bemerkt wird, daß der Schwefelwasserstoffgehalt der Längenfelder Quelle nach ZEHENTER nur 1,1 mg/l beträgt.⁵⁾ Von den S-Quellen bei Winkeln liegen chemische Untersuchungen nicht vor.

Schwefelquellen im Sulztal bei der Amberger Hütte.

Bezeichnung der Quelle	Temperatur am			Schwefel- wasser- stoffgehalt mg/l	Alkalität	Karbonat- härte	Sauerstoff- Defizit in ‰	CO ₂ - Defizit in mg/l
	29. Juli	30. Juli	3. Okt.					
Quelle II	22,2	21,9	21,8	9,56	1,62	4,5	100	13,75
Quelle IV	20,2	17,0	20,9	8,86	1,35	3,8	100	11,48
Quelle III	20,2	18,5	20,0	3,10	0,99	2,8	65	5,38
Quelle I	13,3	12,5	15,8	2,74	0,72	2,0	48	0,70

Die Quellen I, II, III entspringen nahe beieinander unweit des Sees, während der Ursprung der Quelle IV sich etwa 30 m höher am Hang befindet. Mit dem Wasser dieser Quelle mischt sich noch das einer kleinen, nur nach Regen stärker fließenden fünften Quelle, die keinen Schwefelwasserstoff enthält. Da in der Nacht vom 29. auf den 30. Juli starker Regen fiel, erklärt sich so der starke Temperaturfall um mehr als 3°.

Nach W. HAMMER⁶⁾ dürfte der Schwefelgehalt dieser Quellen sowie jener von Bad Längenfeld und eines Schwefelwassers bei der Franz-Sennhütte in den Stubai Alpen aus dem Schwefelkies der dort vorkommenden Amphibolite stammen, in denen er als Nebengemengteil sehr verbreitet ist. In die kalten Schwefelquellen bei Winkeln, deren geologische Lage diese Annahme kaum zuläßt, gelangt der Schwefelwasserstoff vermutlich aus Zersetzungsprodukten in den Seeablagerungen des Längenfelder Talbodens.

⁴⁾ Leutelt-Kipke, Hydrographische und hydrochemische Untersuchungen am Amberger Schwefelsee und seinen Quellen. Archiv für Hydrobiologie 1934, Bd. 37, S. 585—594.

⁵⁾ Zehenter, l. c. S. 72.

⁶⁾ Nach einer brieflichen Mitteilung.

Strahlungsmessungen an Gesteinspulvern.

Nachdem schon früher bei einigen Gesteinsproben eine Strahlung durch Spannungsabfall am EXNERSCHEN Elektrometer des Fontaktoskopes nachgewiesen werden konnte, wurden nunmehr solche Messungen mit einer geeigneteren Versuchsanordnung an einer größeren Zahl von Gesteinspulvern durchgeführt, die durch mechanische Aufbereitung der zerkleinerten Gesteinsstücke mittels Mörser und Reibschale bis zu möglicher Feinheit hergestellt wurden.

Die Untersuchungen wurden in der Abteilung für Strahlenforschung des Physikalischen Instituts der Innsbrucker Universität mit einem LINDEMANN-Elektrometer in einem zylindrischen Ionisierungsgefäß von 32 cm Durchmesser und 28 cm Höhe durchgeführt. Der Abstand der beiden kreisförmigen Platten im Innern des Gefäßes betrug 10 cm; die obere Platte wurde auf + 280 Volt aufgeladen, die untere stand in Verbindung mit dem Faden des Elektrometers. In einem Blechgefäß von 14 cm Durchmesser wurde das Pulver auf diese Platte gebracht und die durch Ionisierung bewirkte Aufladung am Elektrometer abgelesen und in Volt/Stunde zahlenmäßig festgelegt (1 Volt = 23 bis 27 Skalenteile, durch Eichung ermittelt).

Aus Rauminhalt und Gewicht der verwendeten Pulvermenge — meist 125 g — wurde die Dichte des Pulvers und die Dicke der Schicht bestimmt. Wegen der Absorption der Strahlung — besonders der Alphastrahlung — durch das Pulver selbst besteht zwischen Schichtdicke und Ionisierungsstärke keine direkte Proportionalität, und von einer gewissen Dicke an tritt nach Versuchen mit einem stärker strahlenden Pulver (Glimmerschiefer von Silz) keine merkliche Steigerung der Ionisierung mehr ein. Dieser Zustand dürfte unter den üblichen Versuchsanordnungen bei 125 g Substanzmenge meist schon erreicht sein, so daß die Verwendung einer größeren Pulvermenge überflüssig erscheint. Zur Entfernung der im Pulver angesammelten Emanation wurde dieses vor der Messung stark erhitzt.

In der folgenden Tabelle ist für die Strahlungsstärke der Mittelwert aus je drei Messungen, die unter genau gleichen Bedingungen ausgeführt wurden, eingetragen. Die Einzelwerte weichen in einigen Fällen bis zu 15% ab, da für die Ionisierung hauptsächlich die obersten Schichten in Betracht kommen und diese bei jeder Messung aus anderen Teilchen des Gesteinspulvers zusammengesetzt sind.

Die Messungen an den verschiedenen Gesteinsarten aus der Umgebung der Felperquelle lassen eindeutig erkennen, daß die Ra-Emanation im Quellwasser nur aus dem Phyllit stammen kann und keines der anderen untersuchten Gesteine in Betracht kommt. Die Quelle entspringt aus einer Einschaltung des Phyllits, der allerdings an der Ursprungstelle mit Schutt überdeckt ist, zwischen dolomitischem Kalk und Quarzitschiefer, über denen dann eine ausgedehntere Phyllitzone folgt. Zwei Quellen, die diesem Quarzphyllit im Felperbachgraben — etwa 100 m höher — oberhalb der Felperquelle entspringen, sind jedoch nahezu inaktiv, so daß anzunehmen ist, daß nur ein beschränkter Teil des Phyllits in der Umgebung der Quelle dieser die Emanation liefert.⁹⁾

⁹⁾ Vgl. dazu: F. v. Kerner, Richtigstellung. Verh. der Geol. Reichsanst. Wien, 1915, Nr. 6.

	Gesteinsart und Fundstelle	Gewicht der verwendeten Pulvermenge in Gramm	Dichte des Pulvers in g/ccm	Schichthöhe des Pulvers in mm	Stärke der Strahlung, gemessen durch die Aufladung des Elektrometers in Volt/Stunde
1. Gebiet der Felperquelle (Nößlacherjoch)					
1	Phyllit bei der Quelle . . .	125	1,4	6,0	2,55
2	Phyllit vom Stollen ober Plon	125	1,5	5,6	1,59
3	Quarzitschiefer nahe der Quelle	125	1,6	5,2	0,09
4	Dolomit oberhalb der Quelle	125	1,7	4,7	0,18
5	Diabas von der Bergeralm	80	1,6	3,2	0,05
6	Sandstein vom Anthrazitstollen am Nößlacherjoch	125	1,4	5,7	0,18
7	Karbonschiefer aus dem Anthrazitstollen	125	1,4	6,0	0,73
8	Anthrazitkohle vom Nößlacherjoch	125	0,8	10,0	0,00
9	Sediment von der Felperquelle	25	1,1	1,5	2,36
2. Schwöbbrunnen in Silz					
10	Muskowitglimmerschiefer bei der Quelle ⁷⁾	125	1,4	5,8	4,83
3. Umhausen im Utztal					
11	Augengneis vom Pseirerbrünnl	125	1,6	5,2	1,02
12	Bimstein von Köfels ⁸⁾ . . .	125	1,1	7,1	0,87
4. Hochpillberg am Kellerjoch bei Schwaz					
13	Verschiefter Augengneis a) von Grafenast	125	1,4	5,8	2,42
14	b) bei Haus Nr. 63	125	1,4	5,7	2,03
15	c) beim Hubertushaus	125	1,4	5,8	2,70
5. Seefeld in Tirol					
16	Dolomit von Seefeld	120	1,6	4,9	0,00
17	Torf von Seefeld	125	0,4	20,8	0,00

⁷⁾ VIII. Mitt., S. 54, 55. ⁸⁾ VIII. Mitt., S. 48.

Es läßt sich durch eine einfache Berechnung zeigen, daß zur Versorgung einer radioaktiven Quelle mit Emanation keine besonders große Gesteinsmasse erforderlich ist, zunächst unter der Annahme, daß die gesamte im Gestein entwickelte Emanation in das Quellwasser übergeht, was um so mehr zutreffen wird, je zersetzer und klüftiger das Gestein, wie es auch beim Phyllit in der Nähe der Quelle der Fall ist, Nach MACHES Untersuchungen am Gasteiner Tauerngneis gibt das verwitterte Gestein der Gebirgsoberfläche an Luft oder Wasser gegen fünfhundertmal soviel Emanation ab wie das gesunde Gestein.¹⁰⁾ Als Beispiel sei ein Granitgneis gewählt, aus dem der Salomonsbrunn (30 M. E.) im Antholzer Tale entspringt. Der Ra-Gehalt dieses Gesteins wurde seinerzeit zu $3,6 \cdot 10^{-12}$ g Ra/1 g Gestein bestimmt.¹¹⁾ Da von 1 g Ra in jeder Sekunde $2,1 \cdot 10^{-6}$ Curie Emanation erzeugt werden, wird 1 C von $1/2,1 \cdot 10^{-6} = 0,476 \cdot 10^6$ g Ra entwickelt und sohin „1 Eman“ von $0,476 \cdot 10^{-4}$ g Ra. Bei einem Ra-Gehalt, wie er oben angegeben ist, sind daher $0,476 \cdot 10^{-4} / 3,6 \cdot 10^{-12} = 1,32 \cdot 10^7$ g = 13.200 kg Gestein erforderlich, um in jeder Sekunde einem Liter Wasser 1 Eman an Radiumemanation zu liefern, was bei 2,5 g/ccm Gesteinsdichte einem Gesteinsvolumen von 5,3 cbm entspricht. Bei der angegebenen Quelle mit 30 M. E. = 120 Eman/Liter sind mithin für jeden Sekundenliter 636 cbm Granit erforderlich, was einem Gesteinswürfel von 8,6 m Kante entspricht. Bei der Felperquelle mit 0,25 lit/sek und 240 Eman ist unter der Annahme des halben Ra-Gehaltes im Phyllit die gleiche Gesteinsmenge nötig. Selbst dann, wenn nur der hundertste Teil der entwickelten Emanation in das Wasser übergehen sollte, reicht dazu immer noch ein Gesteinswürfel von etwa 40 m Seitenlänge aus. So ersieht man, daß eine verhältnismäßig geringe, vom Quellwasser durchflossene Ra-haltige Gesteinsmenge eine radioaktive Quelle mit Emanation versorgen kann, während Quellen der Umgebung wenig oder überhaupt keine Emanation enthalten.

Die weitaus stärkste Strahlung aller untersuchten Gesteinsproben besitzt ein Muskowitglimmerschiefer an der Ursprungstelle des Schwöbbrunnens in Silz (18 M. E.).¹²⁾

Im Gebiete des Schwazer Augengneises am Kellerjoch mit Quellen bis zu 12 M. E.¹³⁾ ergaben alle drei Proben von verschiefertem Augengneis eine Strahlung von ungefähr gleicher Stärke; die dort entspringenden Quellen werden also die Emanation aus dem Gneise aufnehmen. Dasselbe wird auch für die aus dem Augengneise bei Umhausen entspringenden Wasser zutreffen (Pseirerbrünnl, Köfelfer Bachquelle, Schwefelquellen bei Winkeln). Ungelöst bleibt diese Frage für die Quellen im Seefelder Gebiet, an dessen Dolomit keinerlei Strahlung nachgewiesen werden konnte. Auch an den im Dolomit eingelagerten Ölschiefen, von denen mir seitens der Ichthyol-Gesellschaft Maximilianshütte in Reith in dankenswerter Weise feingemahlene Proben zur Verfügung gestellt wurden, war weder eine Strahlung noch eine Emanationsentwicklung nach Einbringen des Pulvers in inaktives Wasser, in dem es drei bis vier Wochen verblieb, nachweisbar.

¹⁰⁾ Mache und Bamberger, Über die Radioaktivität der Gesteine und Quellen des Tauertunnels. Wiener Ber. 1914, Bd. 123, S. 77.

¹¹⁾ Ebenda, S. 369.

¹²⁾ VIII. Mitt., S. 46, 54—56.

¹³⁾ VIII. Mitt., S. 52, und VII. Mitt., S. 86—87, 92.

Zum Schlusse spricht der Verfasser allen jenen seinen besten Dank aus, die ihn bei der Durchführung der Untersuchungen bereitwilligst unterstützt haben. Im besonderen dem Deutschen Alpenverein, durch dessen wissenschaftlichen Unterausschuß im Jahre 1938 eine Beihilfe für die erwachsenden Auslagen gewährt wurde, den Geologen Hofrat W. HAMMER in Wien, Professor R. v. KLEBELSBERG und Assistenten Dr. MUTSCHLECHNER am Geologischen Institut der Innsbrucker Universität für ihre Auskünfte in geologischen Fragen, sowie dem Vorstand des Physikalischen Institutes Professor F. v. LERCH und dem Dozenten Dr. R. STEINMAURER für ihre Unterstützung anlässlich der Durchführung der Strahlungsmessungen.

Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten.

Von **Robert Schwinner**, Graz.

Seit AUGUST BÖHM (1883) die „Albitgneise“ des Wechsels beschrieben hat, ist die Entstehung der Höfe albitisierter Gesteine, wie sie sich in der Oststeiermark und angrenzenden Gebieten in ziemlicher Verbreitung finden, eine Frage, für welche Geologen und Petrographen erschöpfende Antwort noch nicht gefunden haben. Da in diesem ganzen Gebiete die Aufschlüsse sehr schlecht sind, ist jeder neue Fund, der irgend eine Aufklärung verspricht, von Wert. Und was A. KÖHLER und A. ERICH in Nr. 4 dieser Verhandlungen über „Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeratkalken bei Maltern, Niederdonau“ berichtet haben, ist auch wegen Ausführlichkeit der Beschreibung und Genauigkeit der mitgeteilten Beobachtungen eine besondere Bereicherung unseres Wissens. Aber in den Folgerungen sind die glücklichen Finder etwas weitergegangen, als bei Berücksichtigung größerer Zusammenhänge verantwortet werden kann. Es sei gestattet, hier die nötigen Fragezeichen anzubringen, bevor gute Beobachtungen und zweifelhafte Deutungen untrennbar verquickt im Schrifttum verbreitet werden, was erfahrungsgemäß unnötige und unerwünschte Weiterungen verursacht.

Zuerst: Es wäre besser gewesen, das Wort „tertiär“ nicht so bestimmt in den Titel zu setzen. Auch nach den Angaben der Autoren selbst ist der betreffende „Konglomeratkalk“ durchaus nicht als Tertiär gesichert. Er führt keine Fossilien, und der Aufschluß steht nicht mit sicherem Tertiär in Verbindung, es ist auch kein bekanntes typisches Tertiärgestein. Die Vermutung, welche K. und E. äußern, daß es sich um eine andere Fazies für die Sinnersdorfer Schotter handle, ist wenig wahrscheinlich.¹⁾ Manches in der Beschreibung könnte an gewisse Sarmatkalke erinnern; aber daß in solchen fremde Blöcke bis $\frac{1}{2}$ m Größe eingeschlossen wären, ist wieder nicht gebräuchlich. Auch ist die Angabe von „dünnem durchziehendem Serizitbelag auf Bewegungsflächen“ für Tertiärkalk (genauer gesagt Jungtertiär, um anderes kann es sich hier nicht handeln) durchaus nicht gewöhnlich. Überhaupt, nach dem Wortlaut der Beschreibung (l. c. S. 119), ist die Entscheidung, mit welcher die Autoren Zugehörigkeit zur Rech-

¹⁾ „Gerölle beider kristalliner Schieferserien spielen (scl. in den Sinnersdorfer Schottern) die Hauptrolle, daneben sind Semmeringquarzite relativ reichlich. Kalk- und Dolomitgerölle gibt es keine, obwohl der Aufbereitungszustand, insbesondere des basalen Teiles, ein ganz primitiver ist.“ (MOHR, Wechselbahn, S. 355.) Daß sich der Geröllbestand einer Aufschüttung auf wenige Kilometer so grundlegend ändern sollte, hat kaum ein Beispiel.

nitzer Kalkphyllitserie ablehnen, nicht ganz verständlich: was soll beim Stand der Metamorphose derselben in einem von Natur aus ziemlich reinen Kalk denn zu merken sein, als ein paar serizitische Häutchen? Ein Beobachter wie Jugovics hat den in Frage stehenden Kalk auch unbedenklich zu jener Serie gestellt.

Auch dem Versuch, die Neubildung des Albites nach dem Verhältnis zur Bruchtektonik zu datieren, kann nicht zugestimmt werden. Wohl zeigen die jungen Brüche dieses Gebirgsteiles (der Raabalpen) oft heftige Zermalmungen von festem Gestein zu Sand (zum Beispiel bei Rettenegg, St. Jakob im Walde, Wenigzell usw.), ja bis zu feinem Mehl (so nordöstlich von Aspang). Aber das ist unmittelbar auf die Störung selbst beschränkt. In der nächsten Nachbarschaft findet man dann vielleicht in den Dünnschliffen noch weit auseinanderstehende Scherrisse, in der weiteren Umgebung zeigt aber das Gestein keine Spur mechanischer Beeinflussung mehr. Nach den Angaben von K. und E. sowie von HINTERLECHNER sind zwar um Maltern große Brüche zu vermuten, aber ihre Lage ist noch nicht ausgemacht worden. Unmittelbar durch den Aufschluß geht aber offenbar keiner; wenigstens haben die Autoren nichts dergleichen bemerkt. Es spricht auch dagegen, daß nach ihren Angaben das Zement zwischen den Geröllen umkristallisiert ist. Für die jungen Zermalmungszonen der Raabalpen ist aber kennzeichnend, daß die Zermalmungsprodukte gar nicht rekristallisiert sind.

Nun, nach der ausführlichen Beschreibung, welche die Autoren von dem „Konglomeratkalk“ geben, muß jemand, der in den Raabalpen mehr herumgekommen ist, wohl in erster Linie an die in diesem Gebirge häufigen „Rauchwacken“ denken (mir fiel zuerst die von Rettenegg ein), wobei noch offen bleiben mag, ob es sich bei diesen um einen stratigraphischen Horizont handelt (man meint meist: Basis der Trias) oder um tektonisches Zermalmungsgestein; es kommt beides vor. Die angegebene Mischung von gerundeten mit eckigen Komponenten spricht mehr für tektonische Entstehung. Für diese Annahme spricht weiter, daß gerade hier die Möglichkeit, ja Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von Mylonit gegeben ist. Nach den vorliegenden Karten (MOHR ebensowohl wie WIESENEDER, trotz sonstiger Unterschiede in der Grenzziehung) geht gerade am S-Rand der Ortschaft Maltern eine große Schubfläche durch, zwischen einer Decke aus Rechnitzer Serie und basalem Gebirge (Aspanger Granit und Hülle). Und Material, aus dessen Zermalmung eine solche „Rauchwacke“ entstehen könnte, ist auch da. So gibt HINTERLECHNER (S. 346) aus der Umgebung von Maltern in weiter Verbreitung hellgraugelbe, an einer Stelle bräunlichgraue Kalke an, meist ziemlich rein, nur im O-Teil ihrer Verbreitung stärker durch Quarz und Serizit verunreinigt; die Antimonitlagerstätte Maltern liegt (nach HOFFMANN, S. 14) in Dolomit. Es wäre von vornherein festzustellen gewesen, ob das Gestein der „Gerölle“ in diesem „Konglomeratkalk“ nicht mit solchem übereinstimmt, das ganz in der Nähe bei Maltern ansteht, das hätte noch etwas näher gelegen als der Vergleich mit Hannersdorf, den K. und E. a. a. O. ziehen.

Fassen wir zusammen: Die Bruchtektonik ist zur Datierung einer Kristallbildung wenig geeignet. Nur wenn ein Kristall unmittelbar an einem Bruch eines bestimmten Systemes zerbrochen ist, erscheint das Alter seiner Bildung bestimmt: er ist dann sicher älter als

jenes Bruchsystem. Sind aber Kristalle einer bestimmten Bildung nicht zerbrochen, dann können sie jünger sein als die Brüche oder sie liegen einfach entfernt genug von den Brüchen, im weiter nicht durchbewegten Block, und dann können sie ebensogut älter sein als die Brüche. Dagegen führt Faltung, Überfaltung, Deckenbildung vielfach, man kann sagen meist, zur Durchbewegung, mechanischen Durcharbeitung größerer Gebirgsmassen. Die Fundstelle der in Frage stehenden Albite, Maltern, liegt jedenfalls nahe einer Hauptschubfläche, es ist wohl anzunehmen, daß das Gestein in seiner Umgebung allgemein Spuren der mechanischen Beanspruchung durch die Faltungsphase zeigen wird, welche die Rechnitzer Decke auf dem basalen Gebirge verschoben hat. (Wie oben ausgeführt, ist wahrscheinlich sogar das Muttergestein unserer Albite ein Tektonit jener Faltung.) Das Alter dieser Faltungsphase mag noch verschieden beurteilt werden. Unbestreitbar ist sie älter, wesentlich älter als die jungen Brüche dieses Gebirgstalles; sie für alpidisch zu erklären, dafür spricht keine direkte Beobachtung, manches dagegen; keine Beobachtung spricht gegen die Annahme, daß die Faltung, Durchbewegung in diesem Gebirgstal bereits in der variskischen Ära erfolgt sei.²⁾ Die größeren Zusammenhänge des Gebirgsbaues sprechen für variskisch, und zwar für eine der älteren Phasen dieser Ära, vielleicht sogar für bretonisch. Von den unzerbrochenen Albiten kann man nur mit ziemlicher Sicherheit sagen, daß sie jünger sind als diese Faltung und die dazu korrelierte Durchbewegung. Man muß also vorerst für die Altersdeutung einen viel größeren Spielraum offenhalten als K. und E. meinten.

Ferner: Man wird mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit annehmen können, daß die Bildung von Albit in den „Konglomeratkalken“ von Maltern gleichzeitig mit jener in den Wechselschiefern usw. erfolgt ist. Albitisierung ist schließlich kein ganz gewöhnlicher Vorgang, es müssen da eine Anzahl von Bedingungen gleichzeitig erfüllt sein (gewisse Temperatur-Druck-Verhältnisse, Alkalizufuhr, Wegsamkeit usw.); es ist nicht wahrscheinlich, daß das in einem und demselben Gebirgstal mehrmals zusammentrifft — ich wüßte wenigstens kein Beispiel dafür.³⁾ Für diese Albitisierung sind im Wechselgebiet die besten Belege zu finden, sie ist aber nicht auf dieses beschränkt:⁴⁾ beispielsweise findet sich ein gut ausgebildeter Albitisierungshof von Vraun-Bahnhofstraße ostwärts ausdehnend

²⁾ Wie ich sie in der von SCHAFFER herausgegebenen „Geologie der Ostmark“, S. 102, ausführlich dargelegt habe!

³⁾ Dazu schreibt F. E. SUESS (Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 24, S. 36): „... Albitporphyroblastenschiefer ... wird man allenthalben im zu Decken ausgeschleiften Grundgebirge, oft in vollkommen gleicher Ausbildung, finden.“ Unter „zu Decken ausgeschleiften Grundgebirge“ ist das Altkristallin der Ostalpen gemeint! In diesem ganzen Gebiet (a. a. O., S. 29—30) „war die Umprägung in die Mesostufe zumeist begleitet oder gefolgt von einer gesteigerten Mobilisation der Alkalien; ... sie bewirkte Deformationsverglimmerung und Albitisation“. Mit der „Deformationsverglimmerung“ wollen wir uns nicht aufhalten. Albitisation ist im Altkristallin nicht „allenthalben“ zu finden, sie ist den ganzen Muralpen fremd, ebenso der südlichen Gneiszone (den „Vieux gneiss“). Albitknotenschiefer kommen in einigen wenigen Strichen der Otztaler Alpen und wohl auch der Silvretta vor, aber kaum „in vollkommen gleicher Ausbildung“ wie etwa im Wechsel.

⁴⁾ RICHARZ hat das Vorkommen albitisierter Schiefer bei Aspang, außerhalb der Wechselserie, angegeben, MOHR (Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. IV, S. 641) heftig bestritten, im allgemeinen und besonders das am Kulmariegal. Dort sind die Aufschlüsse ja wirklich sehr schlecht. Auch sonst habe ich auf meinen

bis über Riegersbach hin. Aber auch das Wechselgebiet ist nicht durch und durch albitisiert, auch dort erfaßt diese Kristallneubildung einzelne Höfe. So trifft man, den Wechselkamm von W gegen O überschreitend, starke Albitisierung gleich vom Feistritzgebiet, vom Ohrwaschelgraben an; dann um die Steinerner Stiege und schließlich am O-Rand, so beim „Kaolinwerk“ Ausschlag-Zöbern besonders reichlich und große Albitknöpfe. Vom Ohrwaschelgraben oder von der Steinernen Stiege nach Vorau ist die Entfernung 12 km; von Station Ausschlag-Zöbern bis nach Maltern sind es $14\frac{1}{2}$ km. Ein Albitisierungshof bei Maltern würde von der Hauptmasse der Wechselalbite nicht wesentlich weiter entfernt sein als der kleine isolierte Hof bei Vorau.

Über das Alter der Albitisierung im Wechselgebiet hat sich auch kürzlich K. BISTRITSCHAN geäußert. Die nicht ganz glückliche Ausdrucksweise erschwert es allerdings zu unterscheiden, was Beobachtung ist, eigene und neue, und was — meist fremde — „Auffassung“. B. schreibt nun (l. c. S. 112): „Diese (scl. die Wechselschiefer) sind zufolge ihrer konkordanten Lagerung unter den mit ihnen durch Übergänge stratigraphisch verbundenen Semmeringquarziten — die als Perm-Untertrias gelten — im allgemeinen als Karbon anzusprechen ... Wenn man nun für die Wechselschiefer ein karbonales Alter als feststehend annimmt, so kann die Albitisierung ... nur jünger als Karbon, also alpin sein.“ Eine Behauptung mit immer gesteigerter Bestimmtheit zu wiederholen — wir haben die Steigerung im Zitat gesperrt — ist ein bekannter Trick für Propaganda ... Richtig ist, daß in manchen Kreisen die Semmeringquarzitserie für Perm-Untertrias gilt. Diese Behauptung ist durch keine Beobachtungstatsache unmittelbar gestützt, sie kann gegen die bestimmte Angabe SPENGLERS,⁵⁾ daß diese selben Quarzite bereits in ihrem typischen Metamorphosezustand schon in Präbichelkonglomeraten zu finden sind, nicht aufrechterhalten werden⁶⁾ — außer man hängt ad hoc die Hilfshypothese an, daß diese selben Quarzite in zwei Horizonten gleichartig vorkämen, etwa in der Untertrias und in der Rannachserie. Somit ist schon der Nagel, an den diese ganze Schlußkette aufgehängt ist, einigermaßen wackelig.

Ob die Semmeringquarzitserie mit den Wechselschiefern „durch Übergänge stratigraphisch eng verbunden ist“?, das sollte mit Detailbeobachtungen genauer belegt, nicht bloß blank behauptet werden!⁷⁾

Informationstouren in der Aspanger Zone etwas wie Wechselgneis mit groben Albitkörnern tatsächlich nicht gesehen; wohl aber Schiefer mit kleinen Körnchen, wie ich sie schon im W, fast bis zur Stanz, beschrieben habe, ebenfalls aus der „Kernserie“. (Sitzungsber., Wien, 141, S. 339.) NB.: Die Wechselalbite von Vorau—Riegersbach sind so groß und typisch, wie man wünschen mag.

⁵⁾ E. SPENGLER, Jahrb. 1919, S. 222, und Jahrb. 1920, S. 249, vgl. auch SCHWINNER, Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm., 72, S. 77.

⁶⁾ Übrigens, wir haben in den Ostalpen in Quarziten durch Fossilien belegt Tremadoc, Caradoc, Unterdevon, der berühmte „Verrukan Quarzit“ des Monte Pisano hat Unterkreidefossilien geliefert; daß Triasfossilien aus Quarziten nicht bekannt sind, kann also nicht daran liegen, daß Quarzite Fossilien nicht liefern könnten.

⁷⁾ Längere Erfahrung im metamorphen Gebirge lehrt, daß gerade diese einfachen Aussagen nicht leichthin abgegeben werden dürfen. Prüft man den Einzelfall wirklich von allen Seiten, so kommt man gewöhnlich auf einander widersprechende Merkmale, und nur sorgfältiges Abwägen der einzelnen Indizien gegeneinander kann größere oder geringere Wahrscheinlichkeit einer Auffassung ergeben.

Ich bin bei der Beurteilung der Semmeringquarzitserie vom Zug des Blasenkogels — südöstlich von Rettenegg — ausgegangen und habe die daraus gezogene Auffassung auch unter verwickelteren Verhältnissen recht brauchbar befunden. Danach lägen in der normalen Folge die massigen Quarzite (einschließlich der Quarz-in-Quarz-Konglomerate in ihrem unteren Teil) oben, unter ihnen die „Semmeringschiefer“, in denen neben einfachen lichten Serizitschiefern auch „Schiefer mit kaolinisierten Feldspaten“ (SANDER) — meines Erachtens meist Arkosen, doch findet sich auch die Deutung als Porphyroide — und Quarzkonglomerate mit Serizitgrundmasse (Rannachtypus) vorkommen. Das gibt auch ein verständliches Bild der Entwicklung dieser Trümmergesteinsfolge: nämlich, daß der Absatz anfänglich noch wenig geordnet war, grobe Gerölle, Feldspatbrocken, Ton usw. da und dort enthielt, im Laufe der Zeit das Material aber immer mehr zu einheitlichem Quarzsand aussortiert wurde. (Ob nicht Feldspat daran fast immer noch Anteil hat, wäre erst an größerem Schliiffmaterial zu untersuchen.) Ein „Übergang“ des Liegenden in diese Trümmergesteinsserie ist daher, auch wo wegen Fehlens von gröber klastischen Ablagerungen beides sehr ähnlich ist, nicht anzunehmen. Vorauszusetzen wäre nach dem Wesen dieser klastischen Ablagerung der Verband normaler Transgression, vielleicht Paralleltransgression. Das ist heute kaum mehr sicher festzustellen. Konkordanz allein beweist nichts; solche besteht vielfach, ja meistens auch in Fällen, wo tektonische Verschuppung zweifellos vorliegt. (B. gibt selbst, l. c. S. 112, ein Beispiel solcher tektonischer Gleichschichtung dieser beiden Serien von ϕ 951 bei Trattenbach.)

Nun, das, was man „Wechselschiefer“ nennt, sind jene Schiefer des Wechsels, die nicht albitisiert sind. Es muß also weiter das Verhältnis von Wechselschiefer zu Wechselgneis festgestellt werden. In diesem wichtigen Punkt sind die Angaben von BISTRITSCHAN nicht klar und eindeutig. Nach einigen Stellen (l. c. S. 112—113) schiene er sie als zwei Gesteinspakete zu betrachten, die einfach und normal übereinander folgen, gelegentlich auch miteinander „verfaltet“ sind. Andersorts hebt er den allmählichen Übergang hervor, entstanden dadurch, „daß die Albitisierung der Wechselgesteine nicht bei den eigentlichen Wechselalbitgneisen haltgemacht hat, sondern auch noch in die darüber liegenden Schiefer eingedrungen ist“, andererseits, „daß sie (scl. die Albitisierung) ... sogar weite Teile der mit den Albitgneisen in engstem Zusammenhang stehenden Grauwackenschiefern kaum beeinflußt hat“. Jedenfalls, wenn man von den Wechselgneisen den Albit abrechnet, bleibt etwas über, was in den allermeisten Fällen von den Wechselschiefern („Grauwackenschiefern“⁸⁾) nicht zu unterscheiden wäre, nur einige seltenere Abarten scheinen ursprünglich Tommerschiefer (diaphthoritische Granatglimmerschiefer) gewesen zu sein. Es ist nun ganz gut zu denken, daß die Durchtränkung mit Albit nur die tieferen Teile dieses Schichtstoßes ergriffen hätte; ebensogut kann man sich

⁸⁾ „Grauwacke“ bezeichnet ganz bestimmte Trümmergesteine. Wo man mit wirklichen Grauwacken zu tun hat, bezeichnet man feine phyllitische Serizitschiefer, welche grünlich, schwärzlich, gelb anwitternd, aber nur selten ausgesprochen grau sind (wirklich graue Tonschiefer finden sich reichlich nur in den Wildschönauer, Eisenhut- und ähnlichen Schiefern, aber auch diese sind ganz fein, nicht „Wacken“), nicht als Grauwacke. Gemeint ist ja bei uns wohl unter „Grauwackenschiefer“: „Schiefer, wie in der Grauwackenzone“, welche letztere Bezeichnung auch nur wegen ihres ehrwürdigen Alters erträglich ist.

aber seitlich auslaufende Imprägnationshöfe vorstellen. Trifft man nun im Wechsel Zonen albitfreier Schiefer, wie zum Beispiel ober der Steinernen Stiege; sind das nun injektionsfreie Gebiete zwischen verschiedenen Höfen oder in die Liegend-Wechselgneise isoklinal eingeschupptes Hangend? Ich habe den Wechsel bisher nur als Nachbarschaft meiner engeren Arbeitsgebiete besucht, und hätte von jemandem, der sein Hauptstudium eben diesem Gebiete gewidmet hat, Antwort auf diese Grundfrage erhofft, aber B. hat diese Frage nicht scharf formuliert.

Unmittelbar läßt sich also das Alter der Wechselserie nicht bestimmen. Einige Wahrscheinlichkeit gibt ein Vergleich mit benachbarten Gebirgstteilen. Es liegt nahe, in den Phylliten (und wenigen granatführenden Glimmerschiefern), aus denen die Wechselserie vor der Albitisierung bestanden hätte, dasselbe zu sehen wie in den entsprechenden Gesteinen des benachbarten Birkfelder Gebietes. Auch dort hat die Feldspatung (dort mit Mikroklin, Albitisierung ist selten) allermeistens die granatfreien Phyllite erfaßt, aus den Granatglimmerschiefern sind einfach diaphthoritisierte Tommerschiefer geworden oder unregelmäßig injizierte „Strallegger Gneise“.⁹⁾ Auch ein so eigenartiges Gestein wie der Graphitquarzit¹⁰⁾ ist den Schiefererien beider Gebiete gemein, der im Birkfelder Gebiet auch in der zweifellos zu dem Muralpenkristallin gehörigen Zone des Angerkristallins vorkommt. Man hat daher keinen Grund, in allen den genannten Schiefererien etwas anderes zu vermuten als Glimmerschiefer des Altkristallins und den unmittelbar auf diesem liegenden „Quarzphyllit“ der alten Geologen. Letzterer, der einförmige Phyllit des Gurktals, Ennstals usw. ist unzweifelhaft der tiefere Teil der phyllitischen Serien der Ostalpen, älter als die bunten Tonschiefer der Wildschönauer, Eisenhut-, Plengeschiefer, und diese sind älter als das gewöhnlich fossilführende Paläozoikum vom Caradoc aufwärts.

BISTRITSCHAN hat ferner versucht, das Alter der Wechselschiefer und -gneise und der ihnen eigentümlichen Albitisierung mittelbar durch Einreihung in die Zeittafel der Gebirgsbildungsepochen festzulegen. Die Albitisierung habe noch die karhonen Wechselschiefer ergriffen; ja sogar Schubspäne, die den permotriadischen Semmeringschiefern eingelagert wären; und zwar posttektonisch; sie „muß daher mit dem alpinen Gebirgsbildungszyklus in engstem Zusammenhang stehen; die Albite zeigen nicht die geringste Deformation im Schlicfbild (siehe dazu

⁹⁾ SCHWINNER, Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm., 72, S. 75.

¹⁰⁾ Das Vorkommen solcher Graphitquarzite in der obersten Fröschnitz ist auch schon für Karbonalter der obersten Wechselschiefer ins Feld geführt worden. (Es muß hervorgehoben werden, daß BISTRITSCHAN das nicht tut.) In Wirklichkeit führt in den Ostalpen das (belegte) Karbon keine vergleichbaren Gesteine, eher das Silur. Aber ernstliche Suche nach Graptolithen ist erfolglos geblieben. Der Struktur nach sind die oststeirischen Graphitquarzite so viel größer als die echten Lydite, daß eine ganz durchgreifende Neukristallisation angenommen werden müßte. Reine „Dynamonmetamorphose“ würde es da nicht tun; ein Schlift aus der tektonisch stark mitgenommenen paläozoischen Insel von St. Anna am Aigen (östlich von Gleichenberg) zeigt zwar zahlreiche Scherflächen, aber zwischen diesen genau das gleiche Bild wie andere Lydite. Daher kann man nur annehmen, daß es sich auch hier um einen jener Graphitquarzite handelt, wie sie im voraläozoischen Grundgebirge der Muralpen gar nicht selten sind — was gegen die apodiktische Behauptung von F. E. SUESS festgestellt werden muß (Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 24, S. 34 oben), daß die Graphitquarzite „keine entsprechende Vertretung im zentral-alpinen Kristallin“ hätten.

unten S.), sind daher jünger als die Tektonik, welche hier (wie zweimal versichert wird) alpin ist“. Nun, wie bereits besprochen, die hier vorausgesetzten stratigraphischen Altersangaben sind völlig unbewiesen. In gewisser Erkenntnis der Schwäche dieser Beweisführung sucht B. die Behauptung, die Gebirgsbildung innerhalb des Wechselgebietes sei „alpin“, durch die Feststellung zu stützen, die Innentektonik des Wechsels sei als „alpin“ anzusehen, weil dort die Schichten allgemein „alpin“ (gemeint ist W—O) streichen.¹¹⁾ Letzteres, nämlich die Behauptung, daß die Schichten im Wechselgebiet W—O streichen, sollte eine simple Angelegenheit der Beobachtung sein; leider ist es hier eine Sache der „Auffassung“ geworden! Das ist schon dadurch angedeutet, daß bei der einen von den zwei Erwähnungen (zweimal auf vier Seiten erwähnt, gilt also für recht wichtig!) angefügt ist: „mit einer jeweils variierenden Abweichung gegen NW“, und l. c. S. 114 wird „eine deutliche Diskordanz im Streichen und Fallen“ zwischen Wechselgesteinen und Kirchberger Serie angeführt. Wer etwas mit dem Schrifttum vertraut ist weiß, daß MOHR einen ganzen Aufsatz über das abnorme Streichen der Wechselserie geschrieben hat. Dieser Beobachter bezeichnet das Generalstreichen der Wechselgesteine als NNW bis SO—NW. Auf meinen Informationsbegehungen im Wechselgebiet habe ich zwar nicht W—O gemessen, wohl aber gelegentlich N 70° bis 80° W (beim Steinernen Mandl und bei St. Peter), aber auch N—S bis N 5° O! (Arabichl und Kampstein). Das durchschnittliche Streichen würde ich auf NW schätzen. Auffallend ist in erster Linie die flache Lagerung, allgemein mit Fallen nach SW.¹²⁾ Nur in der südlichsten Randzone, in den Phylliten von Waldbach, geht das Streichen eher gegen WNW (genau W—O oder gar W zu S habe ich auch hier nie gemessen), und das südwest- bis südsüdwestliche Einfallen ist steiler als sonst im Wechselgebiet. Der unvoreingenommene Beobachter wird also im Wechselgebiet kaum „ein ziemlich konstantes W—O-Streichen“ (l. c. S. 111) feststellen. Könnte aber vielleicht trotzdem „alle Tektonik ... alpin orientiert“ genannt werden?¹³⁾

¹¹⁾ Hier haben wir ein klares Beispiel, daß das Wort „alpin“ mehrdeutig und daher zu vermeiden ist. Das eine Mal wird damit eine geologische Zeitbestimmung gegeben, das andere Mal ist eine gewisse Streichrichtung gemeint, und andernorts wieder etwas anderes, was den Alpen irgend eigentümlich sein soll. Deswegen soll man für die Gebirgsbildungszeiten und -phasen in Kreide und Tertiär das von STILLE eingeführte Wort alpidisch verwenden. Alpidisch ist — das muß da noch betont werden — durchaus nicht identisch mit „alpin“, gut die Hälfte der Bauelemente der Ostalpen ist nämlich älter als alpidisch.

¹²⁾ Also wenn das Fallen auch meist flach ist, geht es doch immer gegen SW. Rechnet man das mittlere Fallen des isoklinalen Paketes mit 20°, auf einer Kartenbreite von 16 km (beides recht vorsichtig angenommen), so ergibt sich seine Mächtigkeit zu 5500 m. Ist die einfache Wechselserie wirklich so mächtig? Oder ist die Mächtigkeit vervielfacht? Durch Schuppung? Oder Verwerfung? Auch diese Frage, die bei einer Spezialarbeit über das Wechselgebiet wohl Antwort fordern kann, hat B. nicht einmal gestellt.

¹³⁾ Ich halte es nicht für richtig, die Himmelsrichtung des Streichens als beweisend für die Zugehörigkeit eines Bauelementes zu einem bestimmten Gebirgsbau anzusehen. Natürlich, wenn ein Kettengebirge sich als Ganzes zum Beispiel W—O erstreckt, wird das Streichen der Schichten, der Falten, der Schubflächen usw. auch am häufigsten um W—O herum liegen. Aber gewisse Schnörkel, Querstörungen, Bogen, Sigmoiden usw. gehören auch wesentlich mit zum Baustil. Ob sich diesem ein tektonisches Element einordnet oder einen Fremdkörper kennzeichnet, kann nicht einfach nach dem Kompaß entschieden werden, da hilft eben nur das Gefühl, ob es in seine Nachbarschaft hineinpaßt oder nicht.

Nun: „Vom Gr. Otter an bis gegen Pinggau verharren die Wechselgneise in ihrer nord—nordwestlichen Streich- und ost—südöstlichen (*lapsus calami*, soll heißen west—südwestlichen) Fallrichtung, obwohl hier das Fallen der mesozoischen Bänder, der Glimmerschiefer und Augengneise nach N, NO und O gerichtet ist“ (MOHR 1919, S. 10). Auf der anderen Hälfte des Umkreises, in der Waldbach- und der Feistritz—Fröschnitz-Zone, geht das Streichen der Wechselgesteine nicht so ganz quer zur Grenze und zu den angrenzenden tektonischen Elementen, es ist diesen wenigstens randlich angeschlichtet. Im ganzen fällt das NW-Streichen des Wechselgebietes aus dem Bild des Alpenbaues einigermaßen heraus. Nicht, daß man es an und für sich als diesem fremd bezeichnen dürfte, es findet sich auch sonst mehrfach in den Ostalpen, allerdings meist im älteren Gebirge. Aber hier streichen die jungen Falten des Semmeringgebietes ungefähr W—O, die jungen Verwerfungen und Schubflächen der Zonen Steinhaus—Rettenegg—Wenigzell und Aspang—Friedberg—Rohrbach meridional; das mittlere Wechselstreichen NW—SO stimmt zu keinem von diesen beiden Nachbarsystemen. Der Schluß, daß es ein Überbleibsel eines älteren Baues vorstellt, ist daher kaum abzuweisen.

Beobachtungen über Bau, Gefüge, Mineralisation der Wechselgneise ergeben folgendes: Die Wechselalbite umschließen gelegentlich ganze Partien von gefältelem Serizitgewebe, und sie umschließen auch aus Granat neugebildeten Chlorit (SCHWINNER, Wiener Ber. 1932, S. 339—340). Die Albitisierung ist also jünger als die Feintektonik (Durchbewegung) und ebenso jünger als die rückschreitende Metamorphose (Diaphthorese). Letztere ist — wegen Gleichheit des Mineralbestandes — mit der Intrusion der Granite (Grob- und Feingranite) gleichzusetzen, und wenn man — wofür viel spricht — syntektonische Intrusion derselben annimmt, dehnt sich die Gleichsetzung weiter auch auf die Durchbewegung aus. Auch wenn da noch einzelnes unsicher sein sollte, die Albitisierung ist jedenfalls jünger als die letzte Orogenese, welche den O-Sporn der Zentralalpen bis ins Kleingefüge umformend ergriffen hat. BISTRITSCHAN sagt weiter (l. c. S. 112 unten): „Die Albite sind vollkommen frisch und zeigen nicht die geringste Deformation.“ Das darf man nicht so allgemein behaupten; es mag ja für weite Flächen gelten, aber MOHR, der an der Wechselbahn, also in einer Zone junger Störungen, arbeitete, schreibt (Denkschr. Akad., Bd. 82, S. 327): „Innere Zertrümmerung oft mit freiem Auge erkennbar (zerdrückte Albitknoten und griesig zermalmt Quarz)“, und gibt anschließend daran eine genauere Beschreibung von Schliften eines derartigen Albitgneises nahe Station Ausschlag-Zöbern.¹⁴⁾ Aus dieser Zone, der Umgebung von Aspang, habe ich vorläufig erst wenig Schlifflinge gesehen, aber in diesen fällt Verbreitung und Stärke der postkristallinen Kataklyse auf. Danach kann ich die Angaben von MOHR nur bestätigen.

¹⁴⁾ Ähnliche Schlifflinge muß WALTER SCHMIDT gesehen haben, als er im Zusammenhang mit seiner unglücklichen Phyllonithypothese auch die Behauptung aufstellte (Jahrb. 1921, S. 104), nicht der Wechselgneis sei durch Kristalloblastese aus Phyllit entstanden, sondern der Phyllit aus mechanischer Durcharbeitung des Albitgneises, als „Phyllonit“. Nach Untersuchung weiteren Schlifflimaterials hat WALTER SCHMIDT diese Behauptung über die Wechselgesteine zurückgezogen. (Jahrb. 1921, S. 224; diese Berichtigung ist klein und wäre sonst leicht zu übersehen, wenn sie nicht unmittelbar auf eine Arbeit von SANDER folgen würde, die der Ostalpengeologe gelesen haben soll.)

Weitere Folgerungen kann man erst ziehen, wenn man über das Alter der verschiedenen tektonischen Vorgänge Klarheit gewonnen hat. Da stellen wir den Satz an die Spitze, daß die alpidische Orogenese in der Zentralzone der Ostalpen, östlich von Katschberg und Radstädter Tauern, nirgends mehr in einer eigentlichen Faltung.¹⁵⁾ einer Gebirgsbildung, welche Bau und Struktur des Gebirges durch und durch, bis ins Gefüge, beeinflußt hätte, zum Ausdruck gekommen ist, sondern nur in der Bewegung ganzer großer Blöcke gegeneinander, also in jenen tektonischen Formen, welche *STILLE germanotyp* genannt hat. Jene große Durchbewegung, welche Bau, Gefüge und Mineralbestand der Raabalpen im wesentlichen bestimmt hat — und das ist alles, von geringen Relikten abgesehen, wirklich alles wie aus einem Gusse —, kann somit nicht jünger als variskisch sein. Weil karbonische Ablagerungen in der Nähe fehlen, ist die Zeit der Gebirgsbildung unmittelbar nicht genauer zu bestimmen. Wenn ich für altvariskisch (bretonisch etwa) eintrete, geschieht das aus folgenden zwei Gründen: Erstens: Das Gebiet der Raabalpen hat bei der Hauptfaltung im Grazer Paläozoikum, in der Grauwackenzone und in den Inseln von Gleichenberg bis Güns, die sudetisch oder asturisch gewesen sein kann, bereits die Rolle einer konsolidierten Gebirgsachse gespielt. Zweitens ist die Faltung in der Moravischen Zone vor Kulm (BUBNOFF, Europa, II/I, 513) bretonisch; an der tektonischen Verbindung zwischen Raabalpen und Moravischer Zone halte ich aber fest. Dieser Gedanke hat sich, seit ich ihn 1918 ausgesprochen hatte, bewährt, er gestattet eine große Anzahl geologischer und geophysikalischer Daten sinnvoll zu verbinden. Stichhaltiges ist gegen diese Verbindung nicht vorgebracht worden.¹⁶⁾

Die andere, die obere Grenze, für die Zeit der Albitisierung im Wechsel ist nicht ganz scharf anzugeben. Sicher sind die Albite älter als die Aufschiebung, welche im Wechseltunnel die Albitgneise an Sinnersdorfer Grobschottern hochgeschoben hat, denn mit dieser jungen Dislokation ist die Zerbrechung der Albite in Verbindung zu bringen. Diese Dislokation ist

¹⁵⁾ Um Mißverständnisse zu vermeiden: Gelegentlich, lokal, sind dabei gewiß einzelne faltenähnliche Formen entstanden. So ist zum Beispiel das Tertiär des Mürztales unter Wartberg — wie nach den Bohrungen zu schließen ist — am S-Rande in eine regelrechte, nach N überkippte Mulde gelegt worden. Das ist ein einsames Faltelement, eine Monoklinale zwischen Blöcken, die im Zusammenhang mit dieser randlichen Dislokation im Innern gar nicht beeinflußt noch durchgearbeitet worden sind. Das will ich nicht eigentliche Faltung nennen.

¹⁶⁾ Was BISTRITSCHAN (l. c. S. 115) dagegen polemisiert, sind *Verba magistri* (oder *magistrorum*) manche halten es eben für eine Pflicht der Pietät, auch derart dem Lehrer Gefolgschaft zu leisten. Er hätte aber meine bezüglichen Ausführungen (Geol. Rundschau, 24, und Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm., Bd. 72, S. 79 und 89) wenigstens lesen sollen. Er schreibt: „Fehlen doch die gerade so typischen moravischen Gesteine, wie die moravischen Kalke und der Bittescher Gneis.“ Nun habe ich die „extreme Kalkarmut“ der Raabalpen selbst festgestellt, halte sie allerdings nicht unbedingt für einen Einwand gegen die Parallelisierung; als Äquivalent des Bittescher Gneises habe ich aber dortselbst den Grobgnais bezeichnet, und dargelegt, wie dieser Vergleich für die Eigenheiten der Bittescher Gneise Erklärung liefern könnte, für welche die gelernten Moraviker bis jetzt eine vernünftige Erklärung nicht zu geben imstande waren. Was das Argument „Alle Tektonik ist alpin orientiert“ wert ist, haben wir oben bereits klargelegt. Im übrigen wiederhole ich: „Entscheidend ist das Ergebnis der vorliegenden geophysikalischen Messungen und Beobachtungen.“ Dieses gewichtige Argument ist bis jetzt totgeschwiegen worden.

nun jünger als die Sinnersdorfer Schichten, vermutlich aber nicht viel jünger, denn diese fluviatile Ablagerung ist vielfach noch ganz lose, nicht umgewandelt, nur in größerer Tiefe ein wenig verfestigt. Diese Tegel, Sande, lehmigen Schotter hatten also noch nicht einmal Zeit zu einer durchgreifenden diagenetischen Verfestigung gehabt. Man kann daher sagen, daß die letzte Kristallisation, die Albitisierung der Wechselgneise, älter ist als Mitte Miozän, vermutlich sogar viel älter.

Eine weitere Möglichkeit für die Datierung der Albitisierung wäre gegeben, wenn man sie in den Ablauf der magmatischen Vorgänge der Umgebung einreihen könnte — wenn leider auch diese selber nicht gerade sehr genau datiert sind. Wie schon oben erwähnt, ist die Haupteinwirkung magmatischer Vorgänge eine wahrscheinlich altvariskische, vermutlich syntektonische Intrusion eines sehr kalireichen Granitmagmas. Dem entspricht, daß eine der typischsten Injektionsbildungen dieser magmatischen Phase die Mikroklinaugenschiefer vorstellen (Grobgneis Aut.). Gleichzeitig und im ungefähr gleichen Bereich mit dieser Kaliüberschwemmung können schwerlich extra natronreiche Imprägnationen gebildet worden sein; es ist auch schwer vorzustellen, wie solche Natronimprägnationen gerade von einem sehr kalireichen Granitmagma geliefert hätten werden können. Auch diese Überlegung führt zu dem Schlusse, daß die Albitisierung ein Akt sein muß, der mit der Intrusion des Hauptgranites nichts zu tun hat und von dieser zeitlich getrennt ist — nach dem mikroskopischen Befund (siehe oben, S. 88) ist er jünger.

Ein solcher „Umschwung des Alkaliverhältnisses“ von Kali- zu Natronvormacht¹⁷⁾ ist auch schon anderweit beobachtet und beschrieben worden, in räumlicher Anordnung ebenso wie im Zeitablauf der magmatischen Vorgänge. Die ungefähr konkordant und konzentrisch zum Magmakörper angelegte Zonenfolge gibt — wie man ja auch bei der Lehre von den Erzlagerstätten, und dort mehr ins einzelne, verfolgt hat — auch ein Bild der zeitlichen Änderungen von Temperatur und Konzentrationsverhältnissen im Herd. Und wie man oft nebeneinander findet: Zentralgneis—Misch- und Injektionsgneis—Gneisglimmerschiefer—Biotit, dann Muskowitglimmerschiefer—Albitphyllit—Quarzphyllit, so folgen der Intrusion des Magmas zeitlich in den Aushauchungen Kalivormacht, dann Natronvormacht, zuletzt nur mehr SiO_2 , das entspricht etwa dem Weg vom pegmatitischen bis zu einem schon ziemlich abgekühlten hydrothermalen Bereich.

In Oststeiermark ist allerdings die zonare Verteilung der Gesteine nicht deutlich zum Ausdruck gekommen, mag das nun an Eigentümlichkeiten der Intrusion oder an solchen der Tektonik liegen. Besonders am O-Rand des Wechsels, gegen Aspang, sind die Zonen einigermaßen ineinandergeschoben. Einzig hier finden sich — wenn auch kleine — Intrusionskörper in der Wechselschieferserie und ihrem Albitthof eingeschaltet. Und das ohne augenfällige Beziehung zur Stärke der Albitimprägnation. MOHR (Denkschr., 82, S. 340 ff.) beschreibt eine große Linse von „Orthogneis“ aus dem Haselgraben bei Friedberg, übrigens ein Gestein, das — abgesehen von einem geringen Biotitgehalt — ohne weiteres als geschiefertes Äquivalent der

¹⁷⁾ K. H. SCHEUMANN, Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgs- gneises. Min. u. petr. Mitt. 1932, 42, S. 423 ff. Grundgliederung der Magmenfolge im Verhältnis zum tektonischen Hauptakte.

Vorauer „Helsinkite“ (siehe unten) angesehen werden kann (Quarz soviel wie Feldspat, und zwar Albit mehr als Mikroklin, auch Epidot!). Albitisierung ist der Friedberger Gegend nicht fremd, aber verhältnismäßig nicht stark. Sehr stark ist sie dagegen gegen Mönichkirchen und Ausschlag—Zöbern. Da sind aber, trotz des großen Aufschlusses, der im Tunnel untersucht werden konnte (MOHR, l. c. S. 341—342), nur einige kleine „Albitpegmatite“ bekannt geworden. Weiter fand sich im Gerichtsbergtunnel unmittelbar ober Aspang eine Einschaltung, die MOHR (l. c. S. 358—359) als porphyrischen Granitgneis bezeichnet. Dies ist heute nicht zugänglich, doch darf an tatsächlichen Angaben MOHRs nicht gezweifelt werden. Auch fand ich in dem hinleitenden Villensträßchen einen kleinen Aufschluß (im talseitigen Straßengraben!), der trotz Verwitterung und starker Kataklyse im Schlift zu den normalen Mikroklingraniten der Grobgnaisseurrie zu stellen ist. Aber eine Deckscholle — wie MOHR meinte — ist das nicht, sondern eine Einschaltung. Die Kehre des neuen Güterweges und ein Steinbruch in dieser, gerade über dem Gerichtsbergtunnel, erschließen wieder Wechselserie: zum großen Teil gewöhnliche Phyllite, solche mit Albit, und sogar ein Albitchloritschiefer vom bekannten Wechsel- (und Tauern-) Typ: große Albitkörner (einschließend Quarz, Muskowit, Chlorit, Epidot, Erz), weniger Quarz (undulös oder in Kleinkornmosaik zerdrückt), dazwischen schmale Ströme von Muskowit und Chloritschuppen (stark pleochroitisch), dazu Orthitpidot (starke postkristalline Durchbewegung). Die Einschaltung wäre wohl auch tektonisch vorzustellen. Als Beleg für fluide Stoffzufuhr erscheint aber eine sehr starke Verquarzung, als Lager (fast bis zu $\frac{1}{2}$ m mächtig) und in Querklüften und als Imprägnation, auch des Albitchloritschiefers (also jünger als die Albitisierung). Wie beschrieben, ist hier die Albitisierung nicht sehr stark, nur stellenweise. Noch weiter im N gibt MOHR eine ähnliche „Deckscholle“ an: oberm Schusterhäuschen, heute Windisch, im Plan 1 : 25.000 Rochus, unterm Irglbauer, ϕ 666 (in der Karte 1 : 50.000, die der Arbeit MOHRs beigegeben ist, fehlen diese Namen). Soviel der Aufschluß (ein paar Quadratmeter im Getreide) zeigt, ist das wieder nicht den Schiefern auf-, sondern eingelagert, und es fanden sich die Gesteinstypen vom Gerichtsbergtunnel genau wieder (auch nach dem Schlift), kataklastischer Mikroklingranit und Albitchloritschiefer. Albitisierung ist in den Schiefern der Umgebung sicher gering: Anzuschließen sind hier noch die Vorkommen bei Vorau. Im Steingraben, zehn Minuten von der Vorauer Bahnhofstraße aufwärts, finden sich albitreiche Tiefengesteine¹⁸⁾ in mehreren Lagern oder Linsen bis über 20 m. Die Gesteine der Umgebung zeigen keine eindeutige Beeinflussung durch diese Intrusionen. Immerhin sind die grobblättrigen Hellglimmerschiefer, die im Steingraben, von seiner Mündung aufwärts, anstehen, offensichtlich neu kristallisiert (vielleicht wiederaufgekochte Tommerschiefer?), und der Stauroolith, der gelegentlich

¹⁸⁾ Nach K. H. SCHEUMANN (Ausländische Systematik, Klassifikation und Nomenklatur der Magmangesteine, II, Fortschr. d. Min., Krist., Petr. 1929, Bd. 13, S. 271; gegen Teil I, ebendort, 1925, Bd. 10, S. 273—274) sind diese Gesteine — und wohl auch MOHRs „Orthogneis“ aus dem Haselgraben bei Friedberg — als *Helsinkite* zu bezeichnen: „primäre Paragenese Epidot + Albit, ohne Rücksicht auf Mengenverhältnis“ (Vgl. meine Beschreibung im Sitzungsber., Wien, 141, S. 345—346.) Könnte höchstens das „primär“ bezweifelt werden. Nun die deutlich kristallographisch orientierten Einschlüsse in den Albiten sind wohl nicht weit davon. Was hier nicht diskutiert werden soll.

in ihnen vorkommt, fehlt sonst in Oststeiermark und ist auch in der Aspanger Zone nicht häufig.¹⁹⁾ Noch ein Stück weiter entfernt, gegenüber und abwärts der Steingrabenmündung, findet sich in Amphiboliten ein merkwürdig hellblonder Biotit (in den näher, im Steingraben selbst, anstehenden Amphiboliten ist mir dergleichen nicht in die Augen gefallen). Auch die eigenartigen lichten Gesteine, welche ich (a. a. O., S. 345) unter der Bezeichnung Flasergneis beschrieben habe, zeigen wohl eine magmatische Einmischung an.²⁰⁾ Ein gewisser Gehalt an saurem Plagioklas ist — wie aus jenen Beschreibungen schon hervorgeht — im Bereiche des Grabens des Vorauer Baches vielfach vorhanden; aber etwas, das man als echten Wechselgneis bezeichnen könnte, kommt hier nicht vor; dergleichen findet sich erst weiter nördlich von diesem Graben, in einem Strich vom Ortsausgang an der Vorauer Bahnhofstraße gegen Riegersbach, während die südlich des Grabens liegenden helsinkitischen Intrusionen ihre letzten kleinen Ausläufer eben noch in diesen Graben entsenden (an der Einräumerhütte ober der Steingrabenmündung). Im großen gesehen liegt dieser Hof typischer Wechselalbitisierung gewiß nah an jenen albitreichen Intrusionen, im einzelnen besteht eine Proportionalität oder auch nur ein grobes Parallelgehen von Intrusionsnähe und Stärke der Albitisierung sicher nicht.²¹⁾

Bei der Aussage, dieses oder jenes Magmengestein sei Bringer eines bestimmten Stoffes gewesen — welche in der Lehre von den Lagerstätten besonders beliebt ist —, darf man sich nicht oder doch nicht allein an jene Magmengesteinskörper halten, die zufällig aufgeschlossen bekannt sind. Diese sind tot, vielleicht schon seit Anfang des Prozesses tot gewesen; und wenn ein solcher Körper besonders reich an dem fraglichen Stoff ist, wäre das nicht eher ein Beleg, daß er von diesem nicht viel abgegeben hat? In diesem Sinne dürfte es richtig sein, wenn MOHR (Denkschr., 82, S. 342) es ablehnt, „diese Lagergänge und Linsen (sc. die Albitpegmatite, Gangmassen aus grobem Albit und Quarz, bis zu albit- und turmalinführendem Quarz, als ‚Hohlraumfüllung‘) als Zubringer der Albitsubstanz in der ganzen Wechselserie zu betrachten“ — gegen RICHARZ, der den unmittelbaren Kausalzusammenhang verfißt. Auch die albitreichen Intrusionen von

¹⁹⁾ R. SCHWINNER, Exkursion in die Oststeiermark. Mitt. Geol. Ges. Wien 1935, Bd. 28, S. 178.

²⁰⁾ Über die As-Lagerstätte im Löffelgraben, siehe unten, S. 95.

²¹⁾ Es ist übrigens auch anderweit beobachtet, daß die gefeldspateten Schiefer geologisch relativ selbständige Körper bilden können, welche nach Art der Satellitlakkolithen die eigentlichen Intrusivmassen begleiten. (V. M. GOLDSCHMIDT. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger Gebiete. Vidensk. Skr., I. math.-nat. Kl., Kristiania, 1920, Nr. 10, S. 52, auch 83.) Derart möchte ich auch den kleinen Streifen gefeldspateter Schiefer auffassen, die nördlich ober Waldbach den Phylliten eingeschaltet sind. Dagegen steht das isolierte Vorkommen von Wechselgneis zu sehr unter tektonischem Verdacht (SCHWINNER, Akad. Anz. 1934, Nr. 2; Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm., 72, S. 88), das am Kamm zwischen Vorau und Waldbach unmittelbar nördlich vom Quarzitzug liegt. — NB.: Ist es dieser Quarzit, den BISTRITSCHAN (a. a. O., S. 114) „nordnordwestlich von Vorau“ als Fortsetzung des Rettenegger—Semmering-Quarzituzuges angibt? Letzterer biegt allerdings nur auf der Karte von MOHR (Denkschr., 88) gegen O um, seine Gesteine sind den Quarziten zum Beispiel oberm Mendl-Bauer (♠ 772, Plan) gar nicht ähnlich, und eine Verbindung des Semmeringquarzitendes vom Schmied-Cenz unter Wenigzell quer über den Tommer zum Mendl-Bauer wäre merklich wider den Strich gebürstet.

Vorau, Friedberg usw. sind nicht die Zubringer des Wechselalbit gewesen. Sie waren dies ebensowenig wie die verhältnismäßig kleinen, zweifellos vollgranitischen Kerne, so zum Beispiel um Ratten, als Zubringer des K-reichen Silikates für die sich durch den ganzen Pretulstock verfingernden Mikroklinaugenschiefer anzusehen sind. Beidemale handelt es sich nicht um die eigentliche Ursache, sondern um ein Symptom: ein Symptom, daß dies ganze Gebirge durchtränkt worden ist von einem silikatischen Ichor, reich an Alkalien, das eine Mal mit Kali-, das andere Mal mit Natronvormacht, und das bei Temperaturen, die von der des eugranitischen Schmelzflusses (die ich übrigens nicht allzu hoch schätzen möchte, weil Wasser und andere den Schmelzpunkt herabsetzende Lösungsgenossen reichlich vorhanden waren) bis zu der einfacher hydrothermalen Bildungen herabgingen. Wenn man es so ansieht, ist nicht so wesentlich, ob granitischer Schmelzfluß selbst bis in den Aufschlußbereich vorgedrungen ist. Doch möchte ich dies für die Oststeiermark bejahen. Es ist jetzt Mode, jeden Granit (im alten Sinne) zu verleugnen. Übertrieben, wie jede Mode! Ich lehne das hauptsächlich aus physikalischen Gründen ab.²²⁾ Keine der Granitisations- und Migmatizationstheorien kann Rechenschaft geben, wie die riesigen Wärme- und Stoffmengen, die sie benötigt, über die großen Strecken, die sie voraussetzt, befördert worden wären. Wärmeleitung und Diffusion sind dafür ziffernmäßig nicht zureichend, selbst wenn geologisch lange Zeiträume zur Verfügung stehen würden; es sind aber offensichtlich nur geologisch kurze Zeiträume, welche jene Umwälzungen in Anspruch genommen haben. Das einzig leistungsfähige Vehikel ist der gute alte Schmelzfluß und die Konvektion darin. Ein aktuelles Beispiel, was solche Konvektion leistet, haben wir in Hawaii.

Man hätte sich also vorzustellen, daß alle magmatischen Bildungen einer bestimmten Provinz gleichermaßen von einem großen tiefliegenden Herd abstammen, einem Herd von solcher Größe, daß in unserem Falle seine magmatische Entwicklung die ganze Raabalpenprovinz von Hartberg bis zur Mürz, von Birkfeld bis Odenburg beherrscht.²³⁾ Je nach der Lage zur Tektonik, der Durchlässigkeit, und nach der jeweiligen Stoffzufuhr sind die Schiefer da zu „Grobgneis“ (Mikroklinaugenschiefer), dort zu „Wechsel-

²²⁾ Um Mißverständnisse zu vermeiden: Ich habe die Entstehung eines großen Teiles der Grobgnese der Raabalpen durch Umwandlung der „Hüllschiefer“ unter Stoffzufuhr (Feldspatung besonders) bis zu Granitähnlichkeit vertreten, als die metasomatische Granitbildung noch nicht Mode war, sondern als noch die Dynamometamorphose gepredigt und ebenso übertrieben wurde, als alle Phyllite der Raabalpen phyllonitisierte Granite sein sollten (siehe oben, S. 88).

²³⁾ Die Bemerkung von BISTRITSCHAN (a. a. O., S. 114), „der Kirchberger Granit kann es (sc. „Träger der Zufuhr“) auf keinen Fall gewesen sein, denn dieser ist erst nach dem Jura in fertigem Zustand überschoben worden“, zeigt — abgesehen davon, daß der Jura behauptet, aber nicht nachgewiesen worden ist, und daß die Überschiebungen zwischen Aspang und Kirchberg aus ganz dürftigem Beobachtungsmaterial mehr supponiert als bewiesen worden sind — die Überschiebungen überschätzt. Die granitischen Bildungen zwischen Kindberg—Birkfeld—Hartberg—Aspang—Odenburg (wohl auch Leithagebirge—Preßburg) zeigen solche Einheitlichkeit in Stoff- und Mineralbestand, daß die Entstehung aller aus einem einheitlichen, im Herd gut durchgemischten Schmelzfluß klarliegt. Also muß dieser Einheitskochtöpf unterirdisch sich in der Größenordnung von rund mindestens 100 km horizontal erstreckt haben. An den Überschiebungen ist im selben Raum Überdeckung über 1 km nirgends aufzefigbar, an einzelnen Stellen (Siegrabener

(Albit-) Gneis“ metasomatisch umgewandelt worden, stellenweise auch von vollem Schmelzfluß intrudiert worden. Die räumliche Verteilung dieser verschiedenen Bildungen, die ursprüngliche und deren eventuelle spätere Verstellung, wird wohl erst spruchreif sein, wenn vollständige Neuaufnahmen vorliegen; uns beschäftigt nur die zeitliche Abfolge der magmatischen Entwicklung. Der erste Akt derselben stand unter Kalivormacht: grober Mikroklinggranit und Mikroklingaugenschiefer; er stand in Verbindung mit großen tektonischen Vorgängen und klang allmählich ab. Die Kristallisation überdauerte überall die Bewegung und führte zu einer recht einheitlichen Einstellung der Gesteinstracht (erste Tiefenstufe GRUBENMANN'S), zum Teil in vorschreitender Metamorphose, zum Teil in rück-schreitender (Diaphthorese: Tommerschiefer), zum Teil in primär magmatischer Bildung.²⁴⁾

In anderen Gesteinsprovinzen mag allmählicher Übergang zum zweiten Akt der magmatischen Entwicklung führen. V. M. GOLDSCHMIDT (a. a. O., S. 87) beschreibt aus Stavanger „Übergangstypen zwischen den Albitporphyroblastenschiefern und manchen Augengneisen“. Derartiges gibt es in den Raabalpen nicht.²⁵⁾ Die neue Durchtränkung mit Albit setzt unvermittelt ein und wird in ihrer Ausbreitung von den älteren Höfen und Intrusionen nicht bestimmt (siehe oben). Es ist eine neue Aktivie-

Scholle, Rechnitzer Decke u. ä.) mag man auf größere Schubweiten schließen. Alle diese Schübe sind klein gegen die Ausdehnung der einheitlichen Grogneisprovinz, sie verschieben Schollen innerhalb derselben, nicht nennenswert hinaus oder herein, und das kann an der magmatischen Beeinflussung, welche diese Schollen erfahren, nichts ändern.

²⁴⁾ Wenn zum Beispiel der Mikroklin genau die gleichen gefüllten Plagioklasse einschließt, wie sie neben ihm vorkommen, so ist die einfache Schlußfolgerung sonst üblich, daß diese eben im Laufe der Kristallisation irgendwie gebildet waren, was wohl „primär“ heißen muß. Für die gekünstelten Vorstellungen, den „Zentralgranit“ habitus irgendwie doch als Metamorphose aufzufassen, habe ich wenig übrig. Es sind nun in der Oststeiermark, wie erwähnt, Einschluß- und Grundgewebeplagioklasse gleichermaßen gefüllt (wenigstens habe ich nie anderes gesehen); um Aspang sind nach WIESENER (Min. u. petr. Mitt., 48, S. 318—319) nur die Grundgewebeplagioklasse gefüllt, die in Mikroklin eingeschlossenen meistens nicht, im O und SO, bei Blumau und im Tannwaldgraben, gibt es Grogneis mit überhaupt ungefüllten Plagioklassen. Es ist eine einfache Vorstellung, daß der Kristallisationsweg der Granite systematisch verschoben worden wäre, vielleicht gar nicht viel, aber über einen kritischen Punkt, entsprechend den Bedingungen „größerer Tiefe“ (Temperatur und anderes), wenn man in den Raabalpen von W gegen O und SO vorschreitet. Für diese Annahme sprechen auch andere Gründe, wie ich schon mehrfach auseinandergesetzt habe. (Sitzungsber., Wien, 1932, I, 141, S. 355; Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm., 72, S. 86; Geologie der Ostmark, S. 99.) Wie man das nach den Hypothesen der „Zentralgneismetamorphose“ erklären könnte, weiß ich nicht.

²⁵⁾ Man verweise nicht darauf, daß die Augenschiefer neben dem vorherrschenden Mikroklin auch saure Plagioklasse führen. Das sind „Zentralgranitplagioklasse“ mit einer „Fülle“, die aus innerer Entmischung stammt und mehr oder minder kristallographisch orientiert eingebaut ist. Der „Wechselalbit“ dagegen schließt alle möglichen fremden Kristalle und Gefügeelemente ein; etwa wie ein Tropfen einer benetzenden Flüssigkeit sich in einem Körnerhaufen verhalten würde, während die Feldspate der Augenschiefer die fremden Gefügeelemente nicht „benetzen“, nicht einschließen, sondern auseinanderschieben (Augen) — etwa wie ein Quecksilbertropfen im Sand. Das gibt nicht nur einen klaren Unterschied im Schlißbild, dieses verschiedene Verhalten muß auch einen physikalisch-chemisch erheblichen Unterschied bedeuten.

runge²⁶⁾ der Aushauchungen des großen Herdes, diesmal mit Natronvormacht. Was diese tiefgreifende Veränderung verursacht hat, ist heute noch kaum zu erörtern. Jedenfalls liegt zwischen diesem zweiten Akt der magmatischen Entwicklung und dem ersten ein Hiatus, der einer auch geologisch erheblichen Zeitspanne entsprechen dürfte. Man könnte an eine jüngere Phase der variskischen Gebirgsbildung denken.

Zum dritten Akt der magmatischen Entwicklung, der einfach eine hydrothermale Durchtränkung mit SiO_2 vorstellt, führt allmählicher Übergang. Das soll nicht sagen, daß nicht gelegentlich die Quarzbildungen sozusagen diskordant durch Bildungen der Albitperiode durchgreifen (so sehr schön oberm Gerichtsbergtunnel, siehe oben, S. 91). Aber man findet alle Übergänge: Albit mit Quarz, Quarz mit wenig Feldspat, schließlich Quarz in Lagern, Gängen und Imprägnationen, fast frei von anderweitigen Beimengungen (vgl. die Beschreibung bei MOHR, Denkschrift, 82, S. 342). Diese Schlußphase kann stratigraphisch einigermaßen festgelegt werden. Es finden sich im Semmeringquarzit — wenigstens im Feistritzgebiet meiner Schätzung nach gar nicht so selten, nur entdeckt man den weißen Gangquarz im weißen Quarzit bloß bei großer Aufmerksamkeit oder bei besonders günstiger Anwitterung — Quarzgänge, manchmal mit Turmalin; in sicherer Trias ist dergleichen nicht bekanntgeworden. Solche rein negative Befunde darf man nicht überschätzen. Aber wenn eine Ganggruppe überhaupt ins Deckgebirge hinaufgeht — und in den Raabalpen ist der Semmeringquarzit als Deckgebirge anzusehen —, so hat der Befund, daß diese Gänge in eine gewisse höhere Schicht nicht mehr hinaufgehen, doch einiges Gewicht.

Mit dem ersten Akt der magmatischen Entwicklung mit Grobgranit (der Feingranit ist vielleicht sogar noch etwas älter), Mikroklinaugenschiefer, Weißschiefer, Strallegger Gneis usw. ist Erzkonzentration nicht verbunden gewesen, mag nun in dieser ersten Phase die Saigerung noch nicht so weit vorgeschritten gewesen sein oder die gleichzeitige tektonische Durchmischung Konzentrationen zerstreut haben. Das kann nicht überraschen, das ist für den Anfang magmatischer Zyklen fast die Regel. Die wenigen Erzlagerstätten der Raabalpen sind an die späteren Injektionsphasen geknüpft. So liegt die Arsenkieslagerstätte des Löffelgrabens²⁷⁾ unmittelbar benachbart den (oben erwähnten) großen helsinkitischen Intrusionen des Steingrabens. Die Kupferkieslagerstätte von Trattenbach (ober Kirchberg

²⁶⁾ Der Hof der Albitisierung ist viel weniger weit ausgedehnt als jener der mit K-Zufuhr gebildeten Mikroklinaugenschiefer. Das spricht wieder dafür, daß es ein späterer Akt bereits im Abklingen der magmatischen Aktivität gewesen ist.

²⁷⁾ Leider war mir die Lagerstätte selbst nie zugänglich. Aus CZERMAK und SCHADLER (Min. u. petr. Mitt., 44, S. 5—6) ist über Gangart usw. wenig zu entnehmen: „Ein in der Strömung tektonisch eingeschalteter Pegmatit (unser Helsinkit) ist vorwiegend Träger der Vererzung.“ Die Nähe allein wäre vielleicht kein zureichender Grund, denn gerade hier, vom Stollen 200 bis 300 m entfernt, beim untern Rothleuthner, liegt ein Talkvorkommen, das natürlich in eine Art Tauerngoldgangparagenese nicht hineinpaßt. Vielleicht ist das nur eine zufällige Überkreuzung Grundgebirge—Deckgebirge (meines Erachtens liegt der Talk der Raabalpen regelmäßig in den untern Semmeringschiefern). Ein bergbaulich interessierter Einheimischer teilte mir mit, daß er Talk lose im Wald unter Dörfel (nordwestlich von Vorau) gefunden habe. Ich hatte dort allerdings kein Glück, halte eine solche Fortsetzung aber wohl für möglich.

am Wechsel) zeigt gleichzeitig mit dem Erz auskristallisiert Albit.²⁸⁾ Auch daß der „Orthogneis“ (Helsinkit) vom Haselgraben sonnenartige Imprägnationen von Magnetkies hat (MOHR, Denkschr., 82, S. 341), spricht dafür, daß sich die Periode dieser Vererzung an die der Albitisierung anhängt. An die Periode der hydrothermalen Quarzgänge schließt sich die Lagerstätte bei der Jagdhütte („im Stift Vorau'schen Buchwalde“) in der N-Flanke des Tommer an: hauptsächlich Eisenglanz und Magnetit in Quarz (auch reichlich neugebildete Granaten!).²⁹⁾ Auch die Antimonitlagerstätte von Maltern hat nur Quarz als Gangart. Der von KOHLER und ERICH beschriebene Kalk enthält neben Quarz Albitneubildung, scheint also in der Injektionsfolge älter zu sein als das dortige Antimonitvorkommen.³⁰⁾

KOHLER und ERICH wollen allerdings als Bringer der Albitisierung, welche sie beschrieben haben, in erster Linie eines der jungen Eruptivgesteine ansehen, deren es ja am O-Rande der Alpen viele gibt — nur nicht gerade sehr nah an Maltern; auch sind darunter die sauren doch ziemlich rar (und von Basalten kann Albit nicht gut kommen). Förderung von SiO_2 ist von solchen wohl auch sonst bekannt, aber diese liegt meistens als Opal vor (Gleichenberg, Koh-Fidisch, STOLICZKA), nicht als Quarz, und Feldspatbildung ist im Anschluß an diese hydrothermalen Absätze nicht bekannt.

²⁸⁾ CLAR und FRIEDRICH (Zeitschr. f. prakt. Geol., 41, S. 74—75): Es ist Kupferkies und Pyrit; Gangart: Quarz, Ankerit, Albit, Chlorit, Epidot. Die Karbonatgangart erinnert an Arzberg oder Waldbach.

²⁹⁾ Vermutlich gehören die vielen kleinen Eisenvorkommen des Typus und der Zone von Pitten auch hierher, wenigstens wird wohl Quarz, aber nie Albit angegeben. (MOHR, Mitt. Geol. Ges. Wien, III, S. 176—177; W. PETRASCHECK, Die Magnesite und Siderite der Alpen, Sitzungsber., Wien, I, Bd. 141, S. 234—236.) Zu letzterer Arbeit sind allerdings etliche Fragezeichen zu machen und nicht nur zu den theoretischen Exkursen. Daß der Lagerstättentypus Pitten wesentlich von denen der Grauwackenzone verschieden ist, hat schon MOHR (a. a. O.) festgestellt. Er gibt auch Baryt als Gangart — was zum Vergleich mit den Magnesiten erheblich gewesen wäre zu erwähnen. Daß Trattenbach nicht hierher gehört, erhellt aus CLAR und FRIEDRICH. Im „Leukophyllit“ hatte bereits VENDL zwei Gruppen unterschieden; die eine, meine Weißschiefer, hat mit Magnesit usw. gar nichts zu tun (die von P. erwähnten Gerölle im Rattener Tertiär dürften zu dieser Gruppe gehören).

³⁰⁾ Zur Vervollständigung des Bildes seien noch die Quarzgänge mit Lazulith von Fischbach, Fresnitzgraben und Krumbach erwähnt (MEIXNER, Berg- u. Hüttenm. Jahrb., Bd. 85, Leoben, 1937, S. 1—39, bes. S. 33), besonders weil diese — neben dem häufigeren Turmalin — jeden Zweifel an magmatischer Herkunft ausschließen (nachdem zum Beispiel MOHR, Mitt. Geol. Ges. Wien, IV, S. 642, selbst für den Wechselalbit primären Gehalt oder Lateralsekretion vorschlagen möchte und „es für hoch an der Zeit hält, die immer weiter umsichgreifende Anschauung, welche in jedem Quarzgang ein Anzeichen magmatischer Nähe zu erblicken geneigt ist, entschiedenst abzulehnen“. Da ist eine an sich gewiß erwägenswerte Bemerkung in der Polemik bis ins absurde übertrieben worden). Auch die Lagerstätten südöstlich von Rettenegg (Kaltenegg, Prinzenkogel) kann hierher gehören, nach Lagerung an Basis der Semmeringserie und vielleicht auch nach der Mineralisation. Die alten Autoren (HATLE, Graz, 1885; P. HARTNIGG, Verh. 1885, S. 117—118; J. STEINHAUSZ, Osterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1886, 34, Beil. 55—59, Verh. 1887, S. 106; ZEPHAROWICH, Min. Lexikon, I u. III; selber habe ich dort, wie bei Arzberg ober Waldbach, nur mehr einige stark ausgeklaubte Haufen gesehen) geben an: Ag-haltigen Bleiglanz, Blende, Kupferkies, Fahlerz, Schwefelkies, Cerussit, Anglesit, Pyromorphit, Malachit mit Quarz und Baryt. Baryt ist gemein mit der Pittengruppe, das Karbonat (Cerussit, wird auch von SIGMUND, Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm. 1913, 50, S. 342, bestätigt) ist bemerkenswert, weil in diesem Alpenteil Karbonate fast ganz fehlen. Arzberg ober Waldbach scheint fast das gleiche geliefert zu haben.

Schriftenverzeichnis.

- BISTRITSCHAN, K., Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. Verh., Wien, 1939, Nr. 4, S. 111—115.
- BÖHM, A., Über die Gesteine des Wechsels. Tschermaks M. M. 1883, S. 197—214.
- CLAR, E., und O. FRIEDRICH, Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1933, Jahrg. 41, S. 73—80.
- CZERMAK, F., und J. SCHADLER, Vorkommen des Elementes Arsen in den Ostalpen. Min. u. petr. Mitt. 1933, Bd. 44, S. 1—67 (bes. 5—6).
- HINTERLECHNER, K., Über die alpinen Antimonitvorkommen Maltern (Niederösterreich), Schlaining (Ungarn) und Trojana (Krain). Nebst Bemerkungen über die Blei-Quecksilber-Grube von Knajovža in Krain. Jahrb., Wien, 1917, 67, S. 341—404.
- HOFFMANN, K., Mitteilungen der Geologen der kgl. Ungarischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeiten im Jahre 1876. Verh., Wien, 1877, S. 14.
- JUGOVICS, L. v., Geologische und petrographische Verhältnisse des Bernsteiner Gebirges. Aufnahmsber. d. Ungar. Geol. Anstalt, I. Teil, 1918.
- KÖHLER, A., und A. ERICH, Neugebildete Albitkristalle in tertiären Konglomeratkalken bei Maltern, Niederdonau. Verh., Wien, 1929, Nr. 4, S. 118—123.
- MOHR, H., Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (Niederösterreich). Mitt. Geol. Ges. Wien 1910, III, S. 104 bis 213.
- MOHR, H., Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1912, Bd. 88, S. 633—652.
- MOHR, H., Geologie der Wechselbahn. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1913, Bd. 82, S. 321—380.
- MOHR, H., Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn. I. Bericht. Akad. Anz., Wien, 1909, Nr. 23, S. 390—394.
- MOHR, H., Bericht über die Verfolgung der geologischen Aufschlüsse längs der neuen Wechselbahn. III. Bericht. Ebendort, 1910, Nr. 20, S. 364—366.
- MOHR, H., Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz (Leuschner & Lubensky), 1919.
- RICHARZ, ST., Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). Jahrb., Wien, 1911, S. 285—338; dazu Ref. v. MOHR in Mitt. Geol. Ges. Wien 1911, IV, S. 639—642.
- SCHMIDT, W., Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb., Wien, 1921, S. 101 bis 116.
- SCHWINNER, R., Zur Geologie der Oststeiermark. Die Gesteine und ihre Vergesellschaftung. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 141, S. 319—358.
- SCHWINNER, R., Zur Geologie von Birkfeld. Mitt. Naturwiss. Ver. Steierm. 1935, Bd. 72, S. 67—100.
- SCHWINNER, R., Variszisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundschau 1933, 24, S. 144—159.
- SCHWINNER, R., Bericht über geologische Aufnahmen in der Oststeiermark. I. Bericht. Akad. Anz., Wien, 1934, Nr. 2. II. Bericht. Ebendort 1934, Nr. 18.
- STOLICZKA, F., Bericht über die im Sommer 1861 durchgeführten Übersichtsaufnahmen des südwestlichen Teiles von Ungarn. Jahrb., Wien, 1863, 13, S. 1—25.
- WIESENER, H., Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. Min. u. petr. Mitt. 1937, 48, S. 317—320.

Das Südosteck der Kammerker-Sonntagshorn- gruppe und die Umgebung der Anderlalm in den Loferer Steinbergen.

Von Wilhelm Vortisch.

(Mit 6 Abbildungen im Text.)

	Seite
I. SO-Eck der Kammerker—Sonntagshorn-Gruppe	100
1. Morphologische Übersicht	100
2. Beschreibung der Aufschlüsse	100
a) Sattel südwestlich Schönbichl	100—102
b) Wirmbach	102—103
c) Grenzkamm zum Grubhörnl	103
d) Profil nordwestlich Grubhörnl	103—104
e) Breccienausstrich nördlich P. 5	104—105
f) Südlich P. 5—Touristenweg nach Lofer	105—106
g) Bei ϕ 1670	106—107
h) Die südliche Wand	107—109
i) Urlmoos und nordöstlich davon	109—111
j) Die östliche Wand	111—112
II. Anderlalm	112—118
Zusammenfassung	118—120
Schriftenverzeichnis	120

Abkürzungen: u = unter, m = mittel, o = ober, diese Silben kombiniert mit rh = Rhät, ls = Lias, dg = Dogger, ma = Malm, ma₁, ma₂, ma₃ = petrographische Gliederung des tieferen Malm, P. = Punkt der Kartenskizzen und Bilder, L, R = linke und rechte Talseite im geographischen Sinne.

Meine langjährige Arbeit in der Kammerker-Sonntagshorngruppe hat einen verwickelten Überschiebungsbau der früher für wenig gestört gehaltenen rhätisch-jurassischen Gesteine ergeben. Vgl. VORTISCH 1931, 1934, 1937, 1940. Die Feldbeobachtungen endeten westlich des langen Hochmoores westlich des Schönbichel ϕ 1627 (vgl. die nachfolgende morphologische Übersicht). Es lag nun nahe, die rhätisch-jurassischen Gesteine auch weiter in das SE-Eck der Gruppe zu verfolgen, in der Hoffnung, daß dadurch die zeitlichen Beziehungen der erwähnten Überschiebungen zur juvavischen Überschiebung geklärt würden, welche bekanntlich an den Beginn der Überschiebungsvorgänge der östlichen Kalkalpen gestellt werden. Diese Erwartung hat sich erfüllt. Manche Irrtümer HAHNS über dieses Gebiet hat bereits AMPFERER 1927 richtiggestellt. Meine teilweise auch von AMPFERER abweichenden Anschauungen werden im nachfolgenden dargelegt. Wie AMPFERER habe ich meine Beobachtungen auch auf den Sattel des Anderlkopfes ϕ 1475, 2 km weiter südlich in den Loferer Steinbergen, ausgedehnt, weil hier ähnliche geologische Verhältnisse herrschen.

Südosteck der Kammerker-Sonntagshorngruppe

Vgl. Textabb. 1—4, die geologische Karte HAHNS 1910,
Textabb. AMPFERERS 1927, 8, 9, 11, 12.

Morphologische Übersicht.

Vom Wirmbach, der tiefen Bresche im Ostrande der K. S. Gr., steigt der Ostrand gegen S kammartig zum Grubhörnl \diamond 1634 empor, senkt sich dann zum Wegübergang gegen Lofer, um von hier nur wenig zum Lachfeldkopf \diamond 1683 anzusteigen. Mit sattelartigen Verbindungsstücken sitzen dem östlichen Steilabfalle des Randes nördlich des Grubhörnl das Gföllhörnl, südlich davon der Lärchkogel an, beide Abtragungsreste der juvavischen Decke. Vom Lachfeldkopf als Eckpfeiler zieht sich der Randwulst gegen WNW zum Urlkopf \diamond 1569, unterbrochen durch die tiefe Kerbe der Urlgasse, welche von \diamond 1467 steil nach S hinabzieht. Von \diamond 1467 gegen NW erstreckt sich fast eben eine Hochwiese, das Urlmoos, links begrenzt durch den Anstieg zum SSW-Kamm, während sich nach rechts (Ost) vor dem Anstieg zum Ostkamm eine unübersichtliche, stark durchfurchte Wald- und Latschenwildnis einschleibt (Abb. 4). In der NW-Verlängerung des Urlmooses versperrt der Schönbichl \diamond 1627 den reichlich 60° betragenden Winkel zwischen den Rändern des Gebietes teilweise. Ein Sattel trennt ihn vom Anstieg zum SSW-Rand. Gegen W folgt wieder eine lange Hochwiese, schließlich versperrt durch waldige Hügel. Die hinter diesen noch weiter westlich anschließende kleinere Hochwiese ist der Ursprung des Mitterfußalbaches.

Beschreibung der Aufschlüsse.

Am S-Rande der eben erwähnten Quellwiese ist der Überschiebungsbau des Inneren der K. S. Gr. noch einmal schön zu sehen, vgl. VORTISCH 1940, S. 185—187, Abb. 1 und Kartenskizze 8. Die im folgenden angewandte Bezeichnungsweise der Gebirgsstücke und Überschiebungen kann dort nachgelesen werden. Am SE-Eck der Wiese sind zwischen den ma-Plattenkalken 6 und 8 nur spärliche Riffkalkbrocken G 7 übriggeblieben. Nach SE weiterwandernd können wir keine solchen Brocken mehr als Anzeichen von Bewegungsflächen in den Plattenkalken feststellen.

Aber wir dürfen uns dadurch nicht täuschen lassen. Der Fall, daß faziesähnliche und altersnahe Schichten nach Aufhören eines zwischenliegenden Gebirgsstückes zu einer scheinbar einheitlichen Schichtenfolge zusammenschließen, ist im Inneren der K. S. Gr. etwas ganz gewöhnliches. Wir müssen nun andere Merkmale heranziehen, um die Fortsetzung der Bewegungsflächen wenigstens erschließen zu können.

Am Sattel SW des Schönbichl folgt über den obersten roten tonärmeren Kalken (u — höchstens m? ls, G 1), welche normal über dem orh Riffkalk des SSW-Grenzkammes liegen, Schutt dunkler Hornsteine und grauer kieseliger Kalke (ma_{sa}, G 6), erst dann die Plattenkalke 8. Der durch die Bezifferung angedeutete Gebirgsbau ist also genügend wahrscheinlich gemacht. Der Bruch, welchen HAHN auf seiner Karte durch den Sattel gehen läßt, ist wohl aus dem Fehlen des Radiolarits erschlossen,

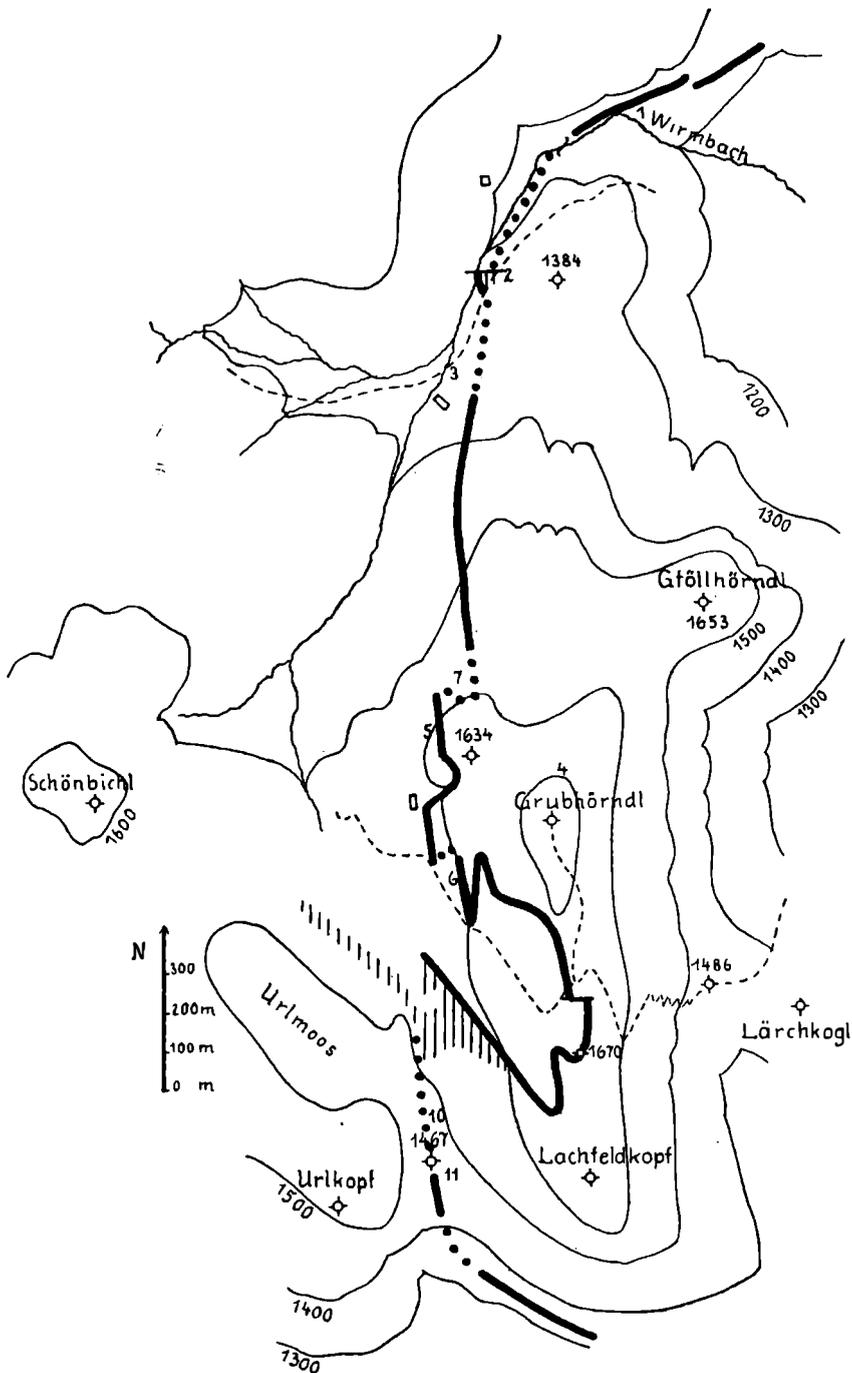


Abb. 1.

Südosteck der Kammerker-Sonntagshorngruppe, Maßstab 1:20.000. Dicke Linie = Ausstrich der Breccie. Wenn sichtbar = voll ausgezogen, wenn erschlossen = Punkte. Den Ausstrich verwendende Brüche (bei P. 2 und N \diamond 1670) = dünnere Linien.

Vertikale Schraffen = Stellen oberflächlicher Ausbreitung der Breccie. Der Verlauf des Ausstriches der Breccie bietet das Bild der Fallentektonik eines Schichtgliedes. Über das Gebiet östlich des Urllmooses vgl. Abb. 4.

wie er auch sonst den Erscheinungen des schichtenparallelen Überschiebungsbaues durch häufig recht willkürliche Annahme von Brüchen gerecht zu werden sucht.

Ich schildere nun den östlichen Grenzkamm der K. S. Gr. von N nach S. Im Wirmbach*) ist unterhalb des Fahrweges zur Loferer Alm in der Fortsetzung des östlichen Grenzüberschiebungsbaues orh Riffkalk, ganz sanft N 35° W fallend, entblößt (P. 1). Darüber bildet am linken Ufer eine tektonische Breccie, vorwiegend aus orh Riffkalk und rotem liassischem Kalk, eine etwa 10 m hohe Stufe. Die Breccie gleicht mit der angewitterten Oberfläche vollkommen der in G 7 verbreiteten des Inneren der K. S. Gr. Als leicht zugängliche Stelle sei etwa das linke Ufer des Unkenbaches am E-Ausgange der Schwarzbergklamm genannt; VORTISCH 1939, S. 5, vgl. auch meine Mitteilung 1937, S. 268 unter 7. Der Stufenabbruch des Breccienaufschlusses zieht dann noch etwa 300 Schritt gegen NE hinab bis zu den beiden nahe beieinander liegenden, tiefen Bacheinrissen, welche von N dem Wirmbach zustreben. Weiter gegen E ist das Gebirge tief hinabgedrückt, das beweisen die am Wege zutage tretenden Neokomsandsteine. HAHN zeichnet hier auf seiner Karte einen Bruch ein. Die Stufenfläche über dem Stufenabbruch ist nur am Rande bewaldet, weiter hangwärts berast. Hier führt der Touristenweg zur Vokenalm hinab. Er entblößt eine Breccie, welche aus der Verarbeitung von Riffkalk mit durch Kieselgehalt ungefähr gleich hartem ma_3 -Plattenkalk entstanden ist. Wir haben also eine riesige Lücke tektonischen Ursprunges vor uns. Die Trümmer beider Gesteine sind manchmal an Sutureflächen verzahnt. Ein ähnliches Gestein kenne ich aus dem Mittleren Fußtal; vgl. 1940, S. 183, allerdings ist hier meist eine Gegenmasse vorhanden, vgl. auch 1937, S. 268, Nr. 8.

AMPFERER 1927 bringt diese Verhältnisse in der linken Flanke des Wirmbachs am linken Ende seiner Abb. 13, S. 219. Trotzdem diese Breccie ganz dieselbe ist wie am Grubhörndl, ist einfach Dachsteinkalk, nicht das von AMPFERER vermutete Gosaukonglomerat eingetragen.

Gehen wir den Touristenweg wieder hinauf, so haben wir bald zur Linken ein Wäldchen auf der Dachfläche der Breccie. Ein paar Schritte weiter sehen wir rechts einen zusammenhängenden, wenngleich stark zertrümmerten Liasbelag (roter Kalk) des Riffkalkes. Kleine Aufschlüsse der Breccie an der L Flanke des Wirmbachs sieht man bis zur Brücke, welche auf den neuen Weg zur Loferer Alm hinaufführt.

Gehen wir weiter bachaufwärts, so erscheinen nach einer schuttbedingten Unterbrechung im Bachbett mäßig NW-fallende ma_3 -Plattenkalksteine. Das Streichen ist die Bachrichtung. Schließlich gelangt man an eine Stufe, welche durch einen W-E-Bruch bedingt ist. Im S-Flügel des Bruches ist wenig brecciöser Riffkalk und auflagernder Plattenkalk herausgehoben, der Bach bildet einen kleinen Einriß im Riffkalk. An der Auflagerungsfläche sind beide Gesteine zu einer Breccie verarbeitet. Sie besteht bald aus ungefähr gleichfesten Brocken kieseligen Plattenkalkes und Riffkalkes, bald aus Riffkalk mit einer Gegenmasse weicherer tonigen Plattenkalkes. Diese Ausbildung sieht man etwas weiter hinter der Stufe R, 0,5 m mächtig. Vgl. 1940, S. 187, Ende. Der brecciöse Riffkalk steigt am R Bachufer zum Wege empor, wo er wieder schön aufgeschlossen ist, P. 2. Seine Mächtigkeit beträgt hier ungefähr 4 m, es läßt sich darin

*) Abb. 2, Prof. 1.

Korallenkalk mit roter Becherfüllung nachweisen. Das Hangende bildet rötlichgrauer, vermutlich liassischer Krinoidenkalk.

Den Grenzkamm bis zum Grubhörnl ersteigt man am besten auf einem Steiglein, welches von der Verzweigungsstelle der Gräben (P. 3) bei den östlichsten Almhütten der Loferer Alm (an der Stelle ist jetzt ein kleiner Badeteich für die Gäste des neuen Unterkunftshauses eingerichtet!) gegen E und S herum hinaufführt. Man sieht zunächst nur unter mäßigem Winkel (gemessen 25°) NW-fallende Bänke von Dachsteinkalk, weiter südlich auch feinschichtige Zwischenlagen dolomitischen Kalkes und kreidige Verwitterungsrinden auf mächtigen Bänken (schwach dolomitisch). Wandert man auf dem Kamm weiter gegen S, so sieht man, daß etwa 200 Schritte nördlich des Grubhörnlgipfels (P. 4) wieder die tektonische Breccie einsetzt und sich mit geringer Unterbrechung bis über den Gipfel nach S fortsetzt. Zuletzt besteht sie allerdings nur aus tektonisch zerdrücktem Riffkalk. Diese Partien sind als die tiefsten zu werten. Es ist aber nicht so leicht, den Zusammenhang zu erkennen. Es fehlt an genaueren stratigraphischen Orientierungsmitteln. Schichtung ist kaum zu erkennen, außerdem ist mit verwerfenden Blattverschiebungen zu rechnen.

Geht man vom Grubhörnlgipfel gegen die Hochwiese auf ziemlich guten Steigen in etwa N 27° W-Richtung, so bleibt man fast immer in diesen tieferen Teilen der Breccie. Es dürfte sich um eine sanft sattelförmige Verbiegung von SSE zu NW-Fallen handeln. Der Wiesenrand wird von den vertikal stehenden Bänken des nachfolgenden Profils (P. 5) gebildet. Die Umbiegung von flacherem zu steilerem Westfallen muß eine ziemlich unvermittelte sein, ist aber in dem brecciösen Gestein nicht verfolgbar. Folgendes Profil ist entsprechend seiner Anordnung von unten nach oben in der Natur von W nach E zu beobachten.

ma ₃	Bänke bläulichgrauen dichten Plattenkalkes schauen hie und da aus dem Wiesenboden.	
<hr/>		
Bewegungsfläche		
ls	Einige nach oben immer dicker (bis 0,4 m) werdende Bänke von gelblichgrauem dichtem Plattenkalk	1,2 m
u-mls	Hellgraues Bänkchen mit rötlichen Flecken Blaß—graurötlicher, dünnbankiger (bis 0,1 m) Knollenkalk mit scherbenartigen hellgrauen und gelblichgrünen Flecken und einzelnen Krinoidengliedern, welche wie dunkle Punkte ausschauen	0,08 m 1,0 m
orh	Schichtenparallel texturierte Breccie von verschiedenen Varietäten des Riffkalkes, Bankfetzen des oben folgenden grauroten Kalkes und gelblichem, rauh brechendem Kalk	4,5 m
	Massige Breccie verschiedener Varietäten des Riffkalkes, in horizontaler Richtung mindestens	10,0 m

Der Wert dieses Profils wird durch den Mangel an Versteinerungen beeinträchtigt. Die Farbe der grauroten Bänke (1,0 m) schließt sich in lückenlosem Übergang an die sicher malmischen bläulichgrauen Plattenkalke an. Andererseits sind die grauroten Bänke von sicher liassischen Kalken (vgl. unter anderem unten: Krinoidenkalk bei der Almhütte) kaum zu unterscheiden. Eine Umfärbung in Grau aus Rot ist im Lias NE des NW-Endes des Urlmooses zu beobachten. Nur die gelblichgrauen Plattenkalke sind in ihrer stratigraphischen Stellung zweifelhaft. An manchen Stellen des unten beschriebenen Gebietes scheint es, als wenn sie eher ein tonärmerer hellerer Teil der ma_3 -Plattenkalke wären, welcher, weil fester, die schichtenparallele Bewegung auf längere Strecken führte, vgl. 1937, S. 265, oben — Gleitschiene. Dann würde die eingetragene Bewegungsfläche eine untergeordnete sein und die Hauptbewegungsfläche unter den gelblichgrauen Plattenkalken liegen.

Vergleichen wir obiges Profil mit vollständigen Juraprofilen, wie sie meine Arbeit 1940 besonders im Oberen Unkenbach, Wielandgraben und Rudersbach reichlich darbietet, so ergibt sich an der Bewegungsfläche der Ausfall einer Gesteinsmächtigkeit von mindestens 40 m, da nach den im Inneren der K. S. Gr. gemachten Erfahrungen vom ols aufwärts keinesfalls mit einem Fazieswechsel gerechnet werden kann.

Die Bewegung gehört zu den annähernd schichtenparallelen Überschiebungen des Inneren der K. S. Gr. Es handelt sich aller Wahrscheinlichkeit nach um die aus dem Inneren gegen SE immer tiefer herabschneidende Bewegungsfläche VII, welche alle anderen abschneidet oder in sich vereinigt, vgl. 1937, S. 273, rechtes Ende der Abb. 2. Auch die Zertrümmerung des Riffkalk-Lias zu einer tektonischen Breccie ist ganz analog der schon bekannten in der K. S. Gr. und muß daher notwendig mit diesen Bewegungen in Zusammenhang gebracht werden. Das derartig umgestaltete Gebirge verhält sich gegenüber der Faltung, welche wir im Vorhergehenden und Nachfolgenden kennenlernen, wie ein ungestörtes Gebirge. So ergibt sich, daß diese Faltung und damit der Einschub der juvavischen Decken, welcher sie wahrscheinlich hervorgerufen hat und bisher als der älteste kalkalpine Überschiebungsvorgang galt, jünger ist als die schichtenparallelen Überschiebungen. Wir kommen zu demselben Schluß, welcher schon aus rein mechanischen Gründen notwendig wurde (VORTISCH 1931, S. 95) — die Vorgänge stehen am Beginn der kalkalpinen Orogenese und sind vorgosauisch.

Überblicken wir die Trias-Jura-Grenze nach der Eintragung in Abb. 1 von P. 5 nach N und S. Auf der Karte HAHNS ist das „bunte Rhät“, als solches ist die Breccie nämlich hier aufgefaßt, überall von Brüchen begrenzt. Besonders die öfters zu beobachtende Verschiebung der Grenze in W—E-Richtung wird Brüchen zugeschrieben. Dem ist nicht beizupflichten. Es handelt sich vielmehr um einen unregelmäßigen Grenzverlauf, welcher durch heftige Faltung der Folge Riffkalk-Breccie-Plattenkalk hervorgerufen ist. Trotzdem ist die Anschauung HAHNS in tektonischer Hinsicht noch immer richtiger als die AMPFERERS, denn sie betrachtet wenigstens die Breccie als Teil der Schichtenfolge, während AMPFERER sie über das Ganze darüberklebt.

Verfolgen wir nun die Grenze von P. 5 nach N zurück. Die fast vertikal stehenden rötlich- und gelblichgrauen Kalke sind zunächst am

Wiesenrand noch wiederholt zu sehen. Dann ist die Grenze bei P. 7 nach E versetzt. Über das Ende der Hochwiese hinaus und auf dem waldigen Steilhang bildet die äußerste Grenze des Aufschlusses immer die Breccie, nur ganz unten, gegenüber den Almhütten südlich P. 3, wird die brecciöse Beschaffenheit des Riffkalkes undeutlicher. Gleichzeitig hat sich der Fallwinkel allmählich verringert. Weiter ist die Grenze nicht mehr ausnehmbar, denn auf dem flachen Geländeabschnitt südwestlich ϕ 1384 ist alles von Riffkalkblöcken überrollt. Von P. 5 bis hierher fallen in der Breccie Bruchstücke roten raubbrechenden Kalkes auf. Etwas derartiges habe ich unzertrümmert an der Trias-Lias-Grenze nie gesehen, es widerlegt aber natürlich keineswegs die tektonische Entstehung der Breccie. U. d. M. erweist sich der rauhe Bruch als die Folge des Feinbaues dieses Gesteines. Es besteht aus feinen Kalkbröckchen, welche durch Suturn getrennt sind. Durch tektonische Zertrümmerung können sie nicht entstanden sein, weil größere, aber sehr dünne Echinodermenelemente gänzlich unverletzt darinnen liegen. Wegen des rauhen Bruches kann das Gestein leicht für Dolomit gehalten werden. Die HCl-Reaktion gibt dafür keinen Anhaltspunkt, man erkennt aber im Schliff hie und da Rekristallisationsrhomboëdchen, welche vielleicht den Beginn einer leichten Dolomitierung andeuten. Es kann sich wohl nur um ein Gestein der Rhät-Lias-Grenze handeln. Unzertrümmert ist es mir jedoch, wie schon bemerkt, nirgends bekannt.

Von Wichtigkeit ist die Unterbrechung des Grenzverlaufes bei P. 7. Hier schauen aus dem Rasen steilstehende, gekrümmte, teilweise zerwalzte Züge von Riffkalk, Breccie und grauem Plattenkalk. Man befindet sich in dem Gesteinsknauel eines Muldenkernes, welcher sich nach S heraushebt und östlich P. 5 nur die erwähnte Abflachung des Gesteinsfallens zurückläßt.

Vom Profil am Wiesenrande nach S bis zum Touristenweg sind fast saigere graue Plattenkalke des Malm öfters zu sehen. Im übrigen besteht die Randpartie gegen die Wiese aus Breccie, nur die vorspringende Partie südöstlich der Almhütte bildet flachliegender Lias, welcher aber gegen den Wiesenrand wieder steil hinabtaucht. Es sind rote—rötlichgraue, ziemlich tonarme Krinoidenkalke, zum Teil ist auch noch etwas toniger roter Knollenkalk erhalten. Es kommt hier zu auffallenden Durchdringungen der Bestandteile der Breccie. Im roten Kalk liegen eckige Brocken von grauem Riffkalk aus dem Liegenden und von gelblichgrauem Plattenkalk aus dem Hangenden des roten Kalkes. Es kommen auch eckige Brocken des roten liassischen Kalkes im grauen Malmkalk vor. Besonders auffallend werden diese Mischungen dort, wo Einschluß und Gegenmasse durch einheitliche Karrenfurchen modelliert wurden. Die ganze vorspringende Partie ist so zu erklären, daß eine Mulde der Plattenkalke, welche nördlich und südlich davon tiefer liegt, darüber in die Luft gehoben ist, Abb. 2, Profil 2.

Die Felswand am SW-Hange des Grubhörnl's tritt dann dicht an den Touristenweg gegen Lofer heran, südlich P. 6. Sie besteht hier aus einer Breccie riesiger Brocken verschiedener Farbschattierungen des Riffkalkes (weiß, hellgrau, rötlichgrau, bläulichgrau, alles raubbrechend!). Darauf folgt auch weiter ein Profil, ähnlich dem obigen. Etwas weiter nordwestlich von der Felswand nimmt der graue Plattenkalk allmählich flachere Lagerung an und ist am Wege gut aufgeschlossen. Der nach S ausspitzende Vorsprung der Brecciengrenze ist gemäß dem sonstigen Faltenbau durch

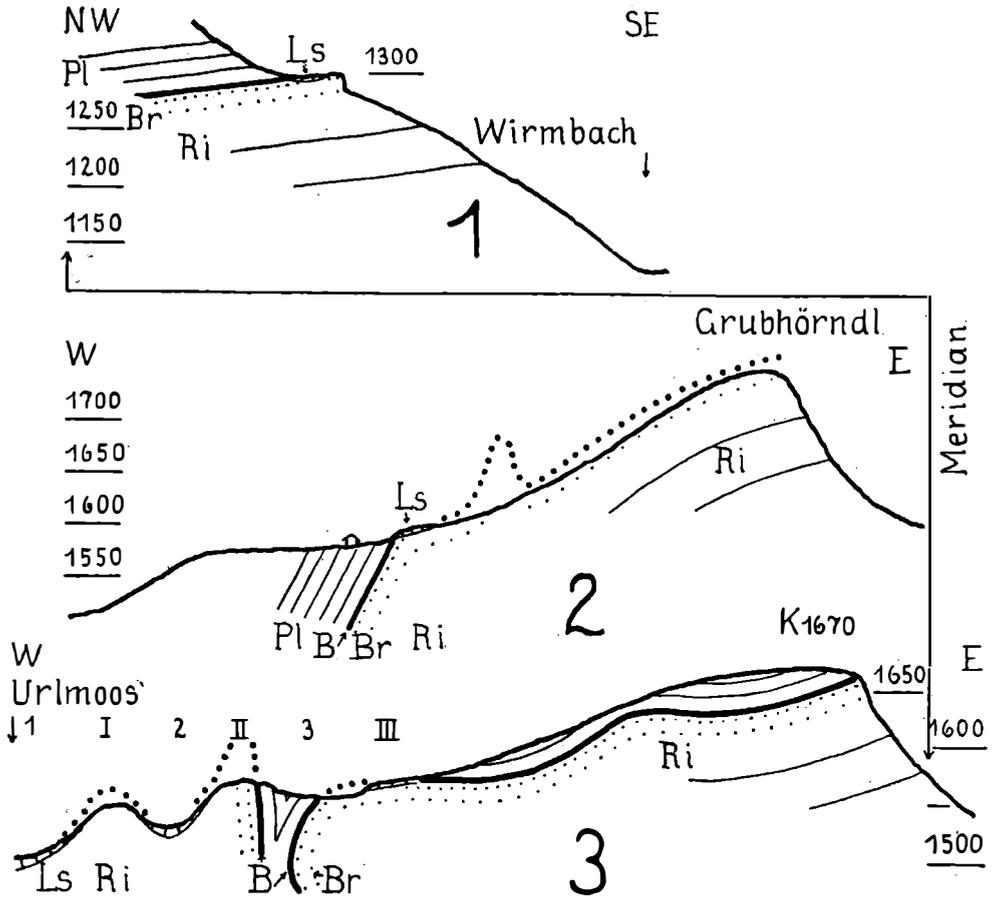


Abb. 2.

Profile durch den O-Rand der K.S.Gr. 1: Linker Hang des Wirmbachs bei P. 1, Abb. 1. 2: Vom Grubhörngipfel, ϕ 1750, gegen W. 3: Nördlich an ϕ 1670 vorbei gegen W zum Urlmoos. Die Meridianlinie gibt an, um wieviel das oberste Profil gegen die beiden anderen nach W versetzt ist. Maßstab 1: 6666, nicht überhöht.

Der Höhenmaßstab gilt also auch für Längen.

Schichtenfolge und Signaturen: Oberrhätischer Riffkalk (Ri = weite einfache Linien) geht nach oben in tektonische Riffkalk-Lias-Breccie (Br = nach oben dichter werdende Punkte) über. Unzertrümmerter Lias (Ls = Quadersignatur) kann auch auf der Breccie liegen. Über der Bewegungsfläche (B = dicke Linie) folgt mit beträchtlicher Lücke malmischer Plattenkalk (Pl = enge einfache Linien).

Die Profile zeigen die Verfallung obiger Schichtenfolge. Gegen das Urlmoos hört die Zertrümmerung an der Riffkalk-Lias-Grenze auf.

eine steile Aufsattelung der Breccie hervorgerufen. Gegen E schließt sich eine hoch gegen den Grubhörngipfel emporsteigende, grasbewachsene Mulde von Plattenkalk an.

Beim Gatterl nördlich ϕ 1670 des Touristenweges liegt die Formationsgrenze nur wenige Meter westlich des Steilabsturzes, so daß sie von der

rückschreitenden Abtragung bald erreicht werden wird. Die Plattenkalke fallen hier etwa unter 70°. Hier und ein Stückchen den Touristenweg hinab gegen E hat man wieder Gelegenheit, die Breccie zu studieren: Mörteltextur, eckige Bankfetzen von rotem liassischem Kalk und dünnem gelblichem und grauem, kirschrot geflecktem rauhbrechendem Kalk bestätigen die tektonische Entstehung, vgl. VORTISCH 1937, S. 267 und 268, bes. Nr. 7.

Gehen wir vom Gatterl auf dem Kamm nach S, so bleiben wir ungefähr hundert Schritte in der Breccie. Dann ist sie an einem E—W-Bruch um wenige Meter gesenkt und die grasbewachsenen Plattenkalke bilden nun auch den Kamm. Auf dem E-Absturz kann man sich leicht überzeugen, daß sie, ein paar Meter mächtig und flach W-fallend, auf der Breccie liegen. Es ist schwer verständlich, daß AMPFERER, der nach seiner Schilderung hier vorbeigegangen ist, trotzdem gosauisches Alter der Breccie für möglich hält. Weiter nach S hebt sich die Breccie allmählich wieder heraus. Der weitere Verlauf ist durch Schutt und Aufschlüsse leicht zu verfolgen. Sie umgrenzt zwei sich nach SE heraushebende Spezialmulden von Plattenkalk. Der ganz flach ausstreichende SW-Flügel bedingt eine schiefe den Hang nach NW hinablaufende Stufe, welche zunächst über Riffkalk abbricht, deren Fläche sich aber dann weiter nordwestlich bis gegen das Urlmoos zu ausdehnt. Hier am NW-Ende wird die brecciöse Beschaffenheit des Riffkalkes manchmal etwas undeutlich. An den Karrenflächen sind auch über der Breccie folgende graue—rötlichgraue Kalke, letztere mit Ammoniten, beteiligt. Abb. 2, Profil 3.

Der Wandabsturz gegen S ist übersichtlich von den gegenüberliegenden Loferer Steinbergen (Anderlalm) erfaßbar (Abb. 3). Leicht begehbar ist nur der Waldstreifen, der die sanftere Böschung der Riffkalk-Lias-Breccie auf der herabgepreßten Fortsetzung des orh Riffkalkes bedeckt. Auf dieser Stufe setzt sich unser Steig aus der Urlmooscharte fort, oberhalb des Zaunes nach E umbiegend (Abb. 3, gebogener Pfeil). Querende Blattverschiebungen heben die Breccie öfters heraus und machen sie dadurch in ihrer ganzen Mächtigkeit besser aus der Nähe sichtbar, so bei P. a. Die Breccie ist hier mindestens 10 m mächtig, dann biegt sie sich mit dem liegenden Riffkalk nach rechts (östlich) immer mehr hinab und verschwindet schließlich unter der Waldbedeckung zwischen P. b, c und d. Auf dem ganzen Breccienstreifen steht ein vertikaler Schichtstoß von Dachsteinkalk, als Teil eines mit flacher Bewegungsbahn daraufgeschobenen Sattels. Der Schichtstoß beginnt links (westlich) mit dem saigeren oder etwas überkippten Lias, welcher aus der Urtscharte herstreicht (Textabb. 1, P. 10, 11). Lediglich an der mächtigen überkippten Riffkalkbank P. e sind vielleicht links, wo der Buchstabe steht, Spuren eines ausgewalzten Liasbandes kenntlich. Die darüber stehende Gesteinspartie P. f, g, welche auch den Lachfeldgipfel aufbaut, bekundet sich durch ihre massive Beschaffenheit als Äquivalent des orh Riffkalkes. Weiter östlich sind in der Furche P. h graue, dichte, etwas tonige, hand- bis fußdick gebankte Kalke, eine etwa 3 m mächtige Lage bildend, zwischen mächtigeren Kalkbänken zu sehen. Man hat hier wohl ein Äquivalent des tieferen tonreichen Rhät in fortgeschrittenem Faziesübergang zu Dachsteinkalk vor sich. Noch weiter rechts (östlich) folgende Bänke müssen teilweise schon in die norische Stufe gehören. Gegen das E-Ende des S-Hanges sind die Dachsteinkalkbänke ziemlich stark überkippt. Der orh Riffkalk des flach liegenden nor-

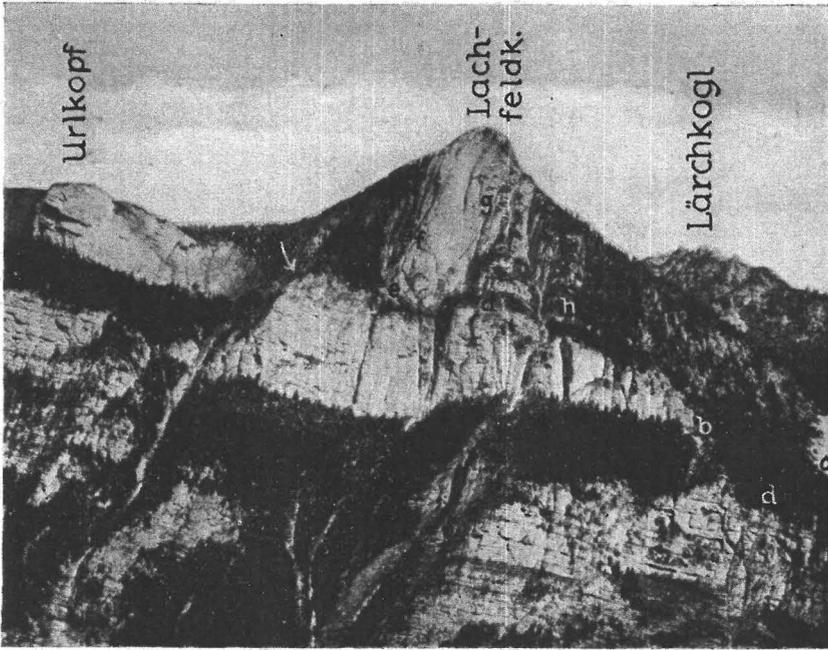


Abb. 3.

Das Gebiet Urlkopf—Lachfeldkopf—Lärchkogel, von den Loferer Steinbergen aus aufgenommen. Der Lärchkogel (Dachsteinkalk) als letzter Ausläufer der juvavischen Decken ist auf die tirolischen Gesteine der K. S. Gr. aufgeschoben. Vielleicht infolge des Vorschubes dieser Decken ist der orh Riffkalk des Lachfeldkopfes und rechts folgender Dachsteinkalk auf die flachliegende Fortsetzung dieser Gesteine nach W geschoben. An der Überschiebungsfläche e, a, h, b (schmales Waldband, in Wirklichkeit aber bequem gangbar) ist die durch frühere schichtenparallele Bewegung entstandene Breccie aus rhätisch-liassischen Brocken erhalten. Das tiefere breite Waldband wird durch tonreiches Unterrhät hervorgerufen. Nach links liegt unter-rhätisches Waldband und oberrhätische Riffkalkwand plötzlich beträchtlich höher. Mit diesen Brüchen verschwimmt ein steilstehender Abschnitt der an der Überschiebung eingeklemmten Gesteine (Riffkalk, Lias und Breccie).

malen Schenkels verschwindet im Waldgebiet zwischen P. b, c, d. Vielleicht ist er durch das Tiefschneiden der Überschiebung hier gar nicht mehr vorhanden. Um die Trasse der Überschiebungsfläche auf der Bildfläche zu erhalten, muß das untere Ende des orh Riffkalkes des Lachfeldkopfes bei P. e mindestens nach P. b zurückversetzt werden. Die Überschiebungsfläche muß sich also noch ein gutes Stück nach E hinab verlängern. In dieser Richtung ist nichts festgestellt, vielleicht auch nichts feststellbar.

Diese tektonischen Verhältnisse der S-Wand sind HAHN, wohl aus Mangel an Zeit, merkwürdigerweise nicht aufgefallen. Erst AMPFERER 1927, vgl. Abb. 9, S. 214, hat sie im großen und ganzen richtig erkannt. Ich habe die Darstellung kurz wiederholt um meiner abweichenden Auffassung der Breccie willen. Es ist natürlich nicht anzunehmen, daß die Entstehung der unter der Überschiebung liegenden Breccie eine andere ist, als die der

Breccie weiter nördlich, etwa eine Folge des lokalen Überschiebungsvorganges. Dieser fand vielmehr die durch die schichtenparallelen Bewegungen entstandene Breccie schon vor. Nicht gut geklärt ist der Zusammenhang des Wandprofils mit den einfacheren Sattelumbiegungen weiter nördlich. Reicht eine beträchtliche Überschiebung weit nach N oder entwickelt sie sich erst nahe der S-Wand? Ich möchte fast das letztere vermuten, denn, wie wir weiter unten sehen werden, erfolgt auf dem Grenzkamm die Umschwenkung der Dachsteinkalkbänke zu saigerer Stellung erst nahe der S-Wand. Auch die unten folgenden Beobachtungen sprechen dafür.

Die oberen 30 m der Urlgasse unter dem Almzaun sind steil und schwer gangbar. Sie bieten ein Profil durch den gepreßten, liaserfüllten, saigeren Muldenkern, welcher sich gegen W an den schon öfters erwähnten Sattel anschließt. Von W, vom Urlkopfgang herab, fallen mit mäßiger Neigung Bänke von orh Riffkalk, begrenzt von steilen, N—S-streichenden Klüften. Gegen E schließt sich dann steilstehender, stark zerwalzter, roter liassischer Kalk an, in welchem steilstehende abgepreßte Lamellen des Riffkalkes schwimmen. Weiter östlich schauen noch Partien der Breccie aus dem Rasen. Gegen unten wird der Streifen in seiner ganzen Breite durch eine Riffkalkwand abgeschlossen, welche von dem Riffkalk des Urlkopfes nur durch die Fortsetzung der oben erwähnten N—S-Klüfte getrennt ist.

Um die geologischen Verhältnisse in der Nähe des Urlmooses näher schildern zu können, müssen zuerst die Terrainverhältnisse kurz besprochen werden (Textabb. 4). Die Urlgasse wird durch eine stark verrollte schmale Kerbe, deren Boden etwas höher liegt als das Urlmoos, mit diesem verbunden. Vom Urlmoos als der ersten Furche, welche wir mit 1 bezeichnen, folgen nach NE noch weitere parallele Rücken und Furchen, welche wir mit 2, 3 (Furchen) und I, II, III (Rücken) benennen. Die Furche 3 ist durch ein Verbindungsstück zwischen Rücken II und III unterbrochen. Ihr N-Teil mündet in ein kesselförmiges Moos, auf welches nach einer schmalen Rippe noch ein weiteres größeres gegen N folgt. Der S-Teil verfließt mit einigen unregelmäßigen Furchen ohne Ausgang (Karsterscheinung). Der Rücken III ist durch diese Furchen in einen hohen nördlichen und niedrigen südlichen Teil zertrennt. Der letztere ist eigentlich mehr eine flache Stufenfläche von Breccie und auflagernden Gesteinen, welche oben, S. 107, schon geschildert wurden. Auf dem nördlichen Teil bauen sich die flachlagernden ma_3 -Plattenkalke empor.

In der oben erwähnten Kerbe zwischen Urlgasse und Urlmoos haben wir rechts noch Partien von steilstehendem rotem Lias auf dem W-Schenkel des Sattels des Lachfeldkopfes, P. 10, 11 (Abb. 1). Von P. 11 gegen Westen erkennt man noch eine Lamelle von Riffkalk wie in der Urlgasse. NE-fallender Lias-Riffkalk säumt die SW-Flanke der Kerbe und des ganzen anschließenden Urlmooses bis zu dem S. 100 geschilderten Terrainsattel südlich des Schönbichl als SW-Flügel der die Terrainmulde bedingenden tektonischen Mulde. Wandern wir nun gegen das Urlmoos (Furche 1) hinaus, so lassen sich aus dem Rasen schauende kleine Aufschlüsse von steilstehendem gepreßtem Lias, manchmal auch Riffkalk, in WNW-Richtung und dann die Längsachse des Mooses entlang verfolgen. Schließlich verrät Schutt der braunen und grauen ma_3 -Plattenkalke am Wege nahe der NE-Flanke Abtragungsreste dieser Gesteine, welche sicher den hintersten sumpfigen Teil der Terrainmulde verursachen. Rücken I ist weiter nichts als ein

Riffkalk-Lias-Sattel. Der unter mehr oder weniger steilem Winkel einfallende Lias begleitet die ganze NE-Flanke und umläuft das NW- und SE-Ende. Der steilstehende Riffkalk im mittleren Teil der SW-Flanke bedeutet einen streckenweise vertikalen oder überkippten Mittelschenkel. Am NW-Ende verschwindet der Riffkalk-Lias-Sattel, an einem ENE-Bruch etwas in dieser Richtung verschoben, unter ebenfalls sattelförmig gelagertem grauem Plattenkalk des gegen den Schönbichl ziehenden Rückens. Die Quetschzone aus der Kerbe gegen die Urlgasse gabelt sich, säumt die nach N gegen einen Verbindungssattel zu Furche 2 ziehende Furche auf



Abb. 4.

Gebiet zwischen Urlmoos und Grubhörnlhang, Maßstab 1:7692. Oberflächen-gestaltung durch Schraffen, etwas schematisiert, fein. Geologische Eintragungen: Vertikale Dreieckreihen = Breccie; dünne, doppelte und mehrfache Linien = Quetsch-zonen. Diese scheinen sich gegen S zu scharen.

der E-Seite und geht dann den Rücken II besonders auf seiner NE-Seite entlang, ferner auch noch in die nördlich gerichtete Abzweigung der Mulde Furche 3, S-Teil, hinein. In der Furche von der Urlgasse nach N, ferner auf Rücken II ist die Breccie von der Pressung erfaßt, im S-Teil der Furche 3 aber graue Plattenkalke. Alle diese Gesteine scheinen vertikal zu stehen. Auf dem Breccienrücken II folgt schon auf der NE-Seite des NW-Endes flachliegender, schwach NW-fallender Plattenkalk, der auch von der Rippe zwischen den beiden Kesselmooren gegen den Verbindungsrücken

zum Schönbichl zieht, so daß die beiden Moore ebenfalls von diesen Kalken gebildet werden.

Überblickt man die geschilderten Verhältnisse auf Abb. 4, so erhält man den Eindruck einer sich gegen SE vollziehenden Faltenscharung, in der Richtung auf den gegen die Kerbe vordringenden, überschobenen Sattel. Der Vorschub des Sattels ist die Ursache der Scharung. Ihr Gegenstück ist über die Wand hinaus gegen S in der Luft gelegen. Auch diese Beobachtung spricht dafür, daß die Überschiebung gegen N bald aufhört. Dagegen tauchen steilstehende gepreßte Muldenzonen gegen NW unter die Plattenkalke. Eine solche Mulde ist ja auch, wie wir unten sehen werden, noch kilometerweit im S am Anderlkopf vorhanden. Wir haben einen Gebiets- teil geschildert, wo der Faltenbau der Rhät-Lias-Grenze über das Verbreitungsgebiet der Breccie hinausreicht. Die Plattenkalke sind vielleicht nur lokal von der Pressung mit erwischt, sonst sind sie durch Abscherung gegen das Liegende in eigene Falten gelegt, welche sich aber auch zur Pressung steigern können. Solche Pressungszonen in den Plattenkalken trifft man westlich der geschilderten Erstreckung der Brecciengrenze mehrfach. Zur Klarstellung des Faltenbaues dieser Kalke sind aber die Aufschlüsse nicht mehr genug zusammenhängend.

HAHN 1910 (S. 647—650 u. geol. Karte) sucht allen diesen Verhältnissen durch eine Bruchtektonik gerecht zu werden. Diese Auffassung ist vollständig verfehlt. Dagegen könnte AMPFERER 1927, S. 213—216, recht haben, welcher die Überschiebung des Lachfeldkopfes mit dem Einschub der juvavischen Deckschollen in Zusammenhang bringt. Dieser frühen Zeit müßte dann auch die eben beschriebene Faltung angehören. Die schichtenparallele Bewegung und tektonische Breccienbildung wäre aber auch dieser noch vorangegangen, wie oben schon dargelegt.

Es bleibt noch die Schilderung der östlichen Wände des Grenz- kammes. Gehen wir auf dem erwähnten Jagdsteig, welcher zuletzt in den steilstehenden norischen Dachsteinkalkbänken verläuft, gegen N herum gegen den Verbindungssattel \diamond 1486 des Lärchkogels mit dem Grenz- kamm (der Steig mündet etwas unterhalb des Sattels bei der kleinen Jagdhütte), so sehen wir bald, nachdem wir gegen N umgebogen sind, daß der Fallwinkel der Dachsteinkalkbänke zu geringen Beträgen abnimmt. Fallrichtung bald mehr nördlich, bald mehr westlich. In der Höhe des Steiges liegen zwischen den Kalkbänken auch Bänderdolomite. Vom gegenüberliegenden Lärchkogel gegen W blickend, erkennt man das ziemlich unvermittelte Umbiegen der Bänke von geringem Fallen im nördlichen Teil des Aufschlusses zu steiler Aufrichtung weiter südlich als Sattelfirst, welcher am Hange von links unten nach rechts oben zum Kamme rechts des Lachfeldkopfgipfels hinaufzieht. Die deutliche N-Komponente des Fallens an der E-Wand bewirkt, daß sich wenig nördlich des Lachfeldkopfgipfels die nunmehr flachliegende ungeschichtete Masse des orh Riffkalkes und bald darüber die Breccie als Bestandteil der E-Wände einstellen. Wir haben die Breccie oben am Kamme schon verfolgt. Die regelmäßige Bankfolge unter der Breccie hört gegen N an einer steil den Hang hinabziehenden Wand auf. Auf dem Touristenweg geht man ganz unten auf grauem, rauhbrechendem Dachsteinkalk des Lärchkogeltypus, weiter oben fast bis zur Breccie in weißem klüftigem (Ramsau-) Dolomit. Auch weiter nördlich liegt über dem Dolomit nochmals eine solche Kalkmasse des Lärchkogeltypus.

Ihre Umgrenzung gegen N konnte ich bisher nicht feststellen. Es handelt sich um den Wänden anklebende Reste der juvavischen Decke. AMPFERER 1927 zeichnet bereits etwas Dolomit am Fuße der Wand in den Abb. 8, S. 213, und 11, S. 216. Der Sattel zum Lärchkogel wird von Neokom gebildet. Östlich des Sattels durchsetzen den Dachsteinkalk steil N—S-streichende Blattverschiebungen, zwischen welche eine mehrere Meter breite, vertikale Zone schichtungsartig zerwalzten Kalkes geklemmt ist. Noch auffallendere Blattverschiebungen begrenzen den ebenfalls aus Neokom gebildeten Gföllhörnsattel gegen W. Ich maß an der Dachsteinkalkwand N 25° E-Streichen. Am Fuße der Wand sieht man eine meterdicke, steilstehende Lage schichtungsartig laminierten Kalkes. Der Bruch setzt gegen S in die Wand und bringt im E-Flügel sogar die Riffkalk-Lias-Breccie in erreichbare Höhe. Auch weiter südlich scheint sie, so verworfen, an den Wänden zu kleben. Dadurch erklären sich Bilder, wie sie AMPFERER 1927 auf Abb. 11, S. 216 (die Breccie scheinbar eingeklemmt unter dem Grubhörngipfel) und Abb. 12, S. 117 (auf dem Kamme) darstellt. Man darf aber nicht vergessen, daß die Breccie ohne scharfe Grenze durch abnehmende Zertrümmerung in unversehrten Riffkalk übergeht, andererseits auch tiefere Teile der Schichtenfolge durch lokale Zertrümmerung Bilder bieten können, welche von weitem der rhätisch-liassischen Grenzbreccie täuschend ähnlich sehen. Im ganzen haben die Blattverschiebungen an den östlichen Wänden eine flexurartige Herabbiegung des Rhät-Lias unter das Neokom der beiden Sättel zur Folge. Ich besitze von dem hier geschilderten Teil der E-Wände (Lachfeldkopf—Grubhörnl) gute Lichtbilder (Nr. 119, 100, 99, von S nach N).

Anderlalm in den Loferer Steinbergen.

(Textabbildung 5.)

Der Anderlkopf, ⚔ 1475 (Alpenvereinskarte der Loferer Steinberge 1925), am NE-Eck der Loferer Steinberge ist eine unbedeutende Rückfallkuppe gegen NE. Die Anderlalm liegt in der Einsattelung zwischen ihm und dem Eibelhorn, ⚔ 1993. Aus dem Loferer Hochtal führt der Steig auf der SE-Seite des Sattels nach Überwindung des kahlen Dachsteindolomithanges in einem Laubwaldstreifen empor. Erst dann erreicht er den untersten, etwas abgetrennten Zipfel der Almwiese. Auch von der verfallenen Steinberghütte ⚔ 1285, am Anstiege gegen die Schmidt-Zabierow-Hütte, kann man die Alm erreichen. Der Steig ist am Beginne etwas unsicher und hält sich später auf ziemlich gleicher Höhe unter den Dachsteinkalkwänden des Eibhornes. Er erreicht die Alm von SW.

Graswuchs und Wasserführung der Alm sind durch den tonreichen jurassischen Kern einer vertikal stehenden, ungefähr N—S-streichenden tektonischen Mulde des Dachsteinkalkes (orh Riffkalk) bedingt. Auf dem N-Hange ist die Mulde im Dachsteinkalk bei guter Beleuchtung vom SE-Eck der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe besser sichtbar als an Ort und Stelle. Die jurassischen Gesteine reichen hier nicht tief hinab. Gegen S senkt sich die Muldenachse, die tief herabreichende Mulde ist durch den NE-streichenden Hang schief getroffen und breit geöffnet. Abb. 5 ist nach der Natur und nach einem von der verfallenen Steinberghütte ⚔ 1285, am Touristenweg Loferer Hochtal—Schmidt-Zabierow-Hütte, aus aufgenomme-

nen Lichtbild gezeichnet. Eine deutliche Asymmetrie der Mulde zeigt sich darin, daß die an der Rhät-Lias-Grenze entwickelte Breccie hauptsächlich im N-Flügel, viel weniger im S-Flügel entwickelt ist. Sie bildet mächtige steile Wände und Hänge links des Laubwaldstreifens (siehe unten) und endet gegen SW an Brüchen. Die rechte Flanke der langen Furche, welche westlich der Abzweigungsstelle des Steiges aus dem Loferer Hochtal über eine Höhle im Dolomit zuerst gegen W, dann gegen SW aufwärts zieht (vgl. die Alpenvereinskarte), wird noch von Dolomit gebildet, Abb. 5, P. 1—2. Dieser stößt weiter oben mit einem S 22° W streichenden vertikalen Bruche an der Breccie ab, welche sich stufenartig heraushebt. Steigen wir in der Furche noch weiter empor, so gelangen wir knapp unter dem Pfade Steinberg-hütte—Anderlalm (ungefähr P. 2) an einen N—S verlaufenden Grenzbruch und dann wieder in den Dolomit. Gehen wir auf dem Pfade nach N, so sehen wir, daß die Grenze zwischen Dolomit und Riffkalk den Pfad spitzwinkelig schneidet. Wir gelangen also wieder in den Riffkalk und erkennen, daß der Dolomit einen nach N ausspitzenden Zipfel im Riffkalk bildet. Den genaueren Verlauf der Brüche, an welchen der Dolomit herausgehoben ist, konnte ich aus Mangel an Zeit nicht feststellen. In von der vorigen weiter nördlich (auf Abb. 5 weiter rechts) liegenden Furchen unter dem Pfade ist nur die enge Verknüpfung (Übergang) des Riffkalkes mit der Breccie festzustellen. Der Kontakt zwischen Riffkalk und rotem liassischem Kalk ist trotz der Zertrümmerung bisweilen noch gut erkennbar. Strati-graphisch tiefer im Riffkalk sehen wir steile, dicht gescharte Pressungs-klüfte (Abstand häufig etwa 0,1—0,3 m), welche auch fernerhin den Kontakt rings um den jurassischen Kern begleiten. Sie sind ungefähr dasselbe, was im älteren Gebirge manchmal als Clivage bezeichnet wird. Die Streichrichtung ändert sich; am Pfade bei P. 3 ist sie genau N, bei P. 4 N 20° W, 50 Schritte weiter links W 35° N. Wir bleiben also im NW-Quadranten. Kommt man auf dem Pfade schließlich auf den Almboden hinaus, so setzt sich die Breccie (Blattverschiebung?) links oben bei P. 5 als Wand fort, ebenfalls mit unzertrümmertem Riffkalk weiter oben verbunden. Auf dem N-Hange wird der Wiesenboden gegen SW durch vertikal stehenden, wenig zertrümmerten orh Riffkalk begrenzt. Schon dieser, noch mehr aber die Riffkalkstufe unter dem Rasenfleck ist wieder von dichtgescharten steilen Pressungsclüften durchsetzt, welche eine breccienartige Zertrümmerung des Gesteins anbahnen. Tiefer hinab folgen unter einer kleinen Rast nur noch ähnliche Wände von Riffkalk. Die Riffkalkwände am NE-Rande des Almbodens sind wenig brecciös, nur eine etwas abgetrennte Partie am oberen Ende der hier steil hinabziehenden Furche, vielleicht schon einer der gleich näher besprochenen Quetschlinge, ist stärker zertrümmert und ließ einen abweichenden Gesteinsbrocken erkennen. Der sedimentäre Kontakt von Riffkalk mit rotem Kalk ist besonders schön gegen den Anderlkopf zu hinter der Jagdhütte erhalten. (Diese befindet sich am Wiesenrande bei P. 6, rechts oberhalb der Almhütte, welche auf Abb. 5 allein sichtbar ist.) Von rotem Kalk erfüllte Hohlräume sind häufig konkav begrenzt. Ganz einwandfrei ist die Unversehrtheit der Berührungsfläche durch den hier ziemlich verbreiteten „Tropf“ erwiesen, nämlich weiße spätime Korallenrasen mit roter Zwischenfüllung. Die Berührungsfläche läßt sich natürlich hier, wo Versteinerungsfunde fehlen, nicht sicher als rhätisch-liassische Zeitgrenze beweisen. Ähnliche Erscheinungen kann man auch an dem

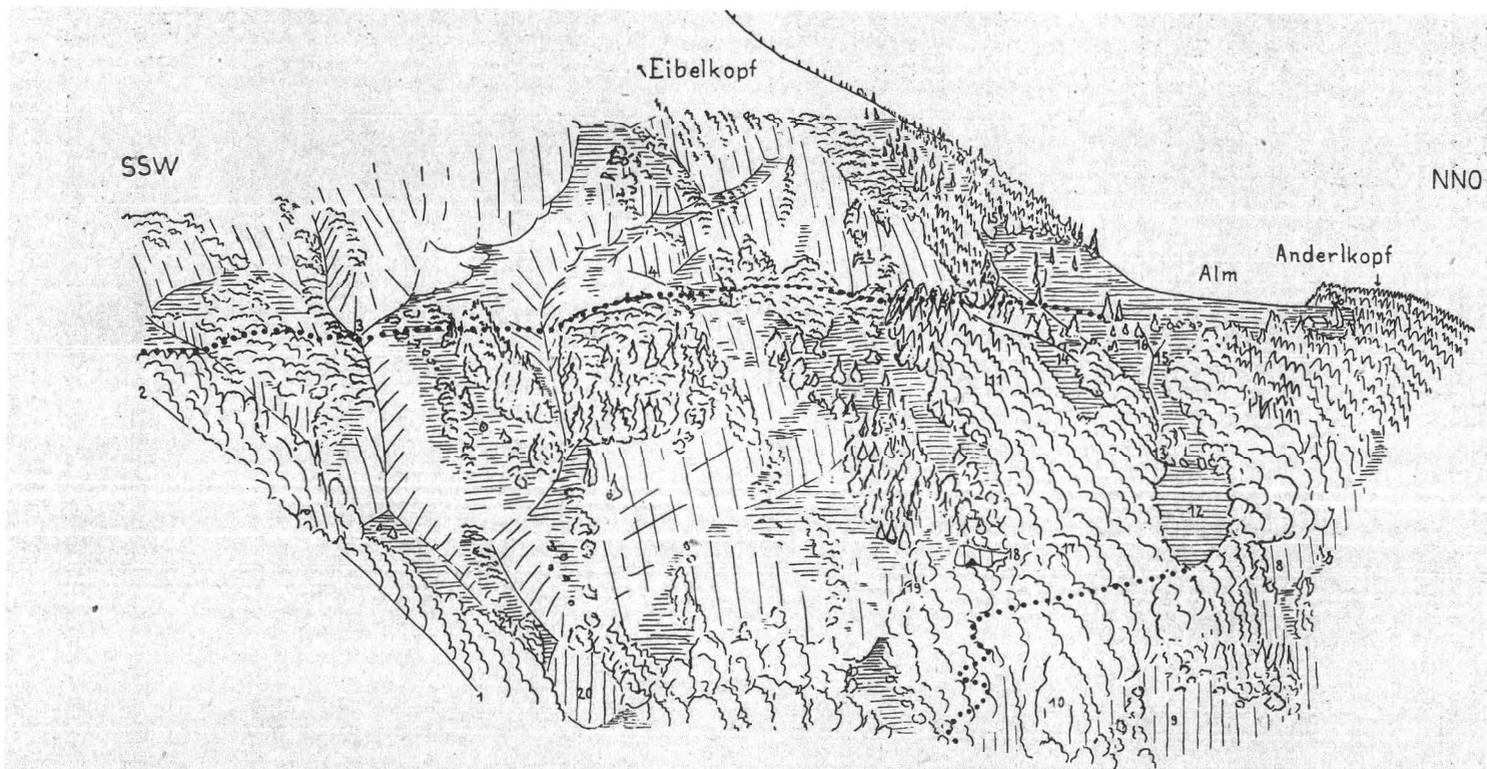


Abb. 5.

SO-Hang der Anderlalm, von der Steinberghütte aus gesehen. Nach Handskizzen und photographischen Aufnahmen. Schematisiert. Wege grob punktiert. Man blickt nach N, hat also mit einer starken perspektivischen Verkürzung von links nach rechts zu rechnen. Entfernung zwischen P. 2 und P. 6 ungefähr 1 km.

vertikalen Riffkalkzuge von der Jagdhütte hinab gegen P. 7 am Waldeck beobachten. Dann ist der Grenzzug am Rande des Wiesenzipfels auf ungeklärte Art etwas gegen NE versetzt. Mit der Fallinie abwärts gehend gerät man von hier in stratigraphisch ältere Gesteinspartien des Riffkalkes, welche, vertikal stehend, Wände (P. 8, 9) bilden, die von rechts an den Laubwaldstreifen (P. 10—11) herantreten. In diesem hat man wohl den tiefsten Zipfel des Muldenkernes vor sich.

Um den Bau des Muldenkernes zu verstehen, müssen wir uns daran erinnern, was wir drüben im obersten Teil der Urlgasse gesehen haben, vgl. S. 109: Ausgewalzte, steilstehende Kalke und vertikale Linsen von abgequetschtem orh Riffkalk. Eine solche Gesteinsumwandlung ist den schichtenparallelen Bewegungen fremd. Die Auswalzung ähnelt eher der Gesteinsveränderung an Blattverschiebungen. Im Muldenkern der Anderlalm sind derartig ausgewalzte Kalke und Hornsteine wegen der seltenen Aufschlüsse nur ausnahmsweise zu sehen. Dagegen ragen abgequetschte Linsen des Muldenrahmens, sei es Riffkalk oder Riffkalk-Lias-Breccie, vielfach aus dem Rasen. Auf der S-Seite sind sie zahlreich im unteren Wiesenzipfel (P. 12), links davon sieht man eine im Walde bei P. 13 und im Rasenstreifen bei P. 14. Weiter SW kommt man schon in den Riffkalk. Weitere Linsen: Den linken Rand der Wiese hinauf, an der R Flanke der großen Mulde, nahe der Einmündung des Steiges von der Schwarzberghütte; man beobachtet Verarbeitung mit hellgrünlich-grauem Hornstein. Auf der N-Seite nahe dem W-Rande der Wiese, fast ganz oben, eine solche von großem Ausmaße, mit Bäumen bewachsen, auch von der gegenüberliegenden Talseite sichtbar. Übrigens ist die Wiesensfläche der Alm, besonders auf der N-Seite, von ortsfremden Riffkalkblöcken übersät, welche von denen von linsenförmigen Einlagerungen herrührenden nicht immer sicher trennbar sind.

Die Entstehung der Linsen und Lamellen von Riffkalk in den tonigen jurassischen Schichten erfordert wohl eine starke Bewegungskomponente in der Richtung des Streichens. Die vertikale Pressungsklüftung im Riffkalk, welche ich oben mehrfach erwähnt habe, sind eine verwandte Erscheinung, aber beides ist den schichtenparallelen Bewegungen fremd. Alles das ist natürlich nur eine Näherungsdeutung, eine restlose Theorie kann weder Physiker noch Techniker bieten. Man kann sich vielleicht vorstellen, daß bei dieser Pressungsverformung auch Lamellen jurassischer Gesteine zwischen den Riffkalk geraten. Im Laubwaldstreifen und unteren Wiesenzipfel bei P. 12 deutet Schutt auf zwischen die Riffkalklamellen eingeklemmte bräunlichrote Hornsteine. Ansonsten verrät ein wenige Schritte breiter Saum roten Verwitterungsbodens, welcher von roten liassischen Kalken und Mergeln herrührt, und oft auch gegen das Muldeninnere anschließender Schutt der bräunlichroten Hornsteine auf der Innenseite der Riffkalk-, beziehungsweise Breccienumrahmung der Mulde eine gewisse Regelmäßigkeit des Baues. Das beobachtet man am rechten Rande des Wiesenzipfels rechts P. 12 und der großen Wiese bei P. 7—6, ferner, wenn man vom Steinberghüttenpfad von SW her den Almboden betritt, dann auch auf der N-Seite. Neben dem Liasboden fällt Schutt grünlicher Hornsteine besonders im langen Wasserriß nahe dem W-Rand der Wiese auf.

Die innersten Teile der tektonischen Mulde erkennt man auf der S-Seite in dem gegabelten Wasserrisse und in der südwestlich folgenden flachen

Abhangsmulde, welche sich oberhalb des Wiesenzipfels mit dem Wasserriß vereinigt. Im Wasserriß ist nahe der Gabelstelle bei P. 15 ein kleiner Aufschluß von bräunlichrotem Hornstein und braunem Schiefer, unter 45° SSE fallend, zu sehen, Schutt dieser Gesteine weit hinab bis zum unteren Wiesenzipfel. Das Gestein vieler Brocken ist stark zerquetscht und regelrecht in feine Breccie umgewandelt. Als hangendes und wohl auch stratigraphisch jüngstes Gestein folgen links über dem eben erwähnten Aufschluß bei P. 16 und in die links folgende flache Mulde (ihr Boden ist auf Abb. 5 durch die lange gerade Linie angedeutet) hinein steilstehende Bänke rötlichgrauen Krinoidenglieder führenden Kalkes, welcher in Sedimentärbreccie übergeht. Die Trümmer der Sedimentärbreccie werden etwa faustgroß. Sie bestehen hauptsächlich aus dichtem Kalk verschiedener Schattierung zwischen hell- und dunkelgrau, in geringer Menge aus Hornsteinbrocken, Schieferstückchen und aus eckigen Bröckchen gelblichen Dolomites. Die zwischen den Gesteinsbrocken und Krinoidengliedern liegende Grundmasse erweist sich unter dem M. als pseudoolithisch, ähnlich gewissen Gesteinen, welchen ich subklastische Struktur zugesprochen habe; vgl. VORTISCH 1926, S. 37, 9. Zeile von oben: Gestein aus dem Oberautal. Manchmal lagenartig gebaute Rinden von dichtem Calcit überziehen Krinoidenglieder, Brocken spätigen Calcits u. dgl. Aber es überwiegen verschieden gestaltete und große, gewöhnlich rundliche Körper dichten Calcits, welche in einer Grundmasse gröberen Calcits liegen. Die Unregelmäßigkeit der Körner in Größe und Form läßt den Eindruck eines echten anorganischen Ooliths nicht aufkommen. Am ehesten dürfte der dichte Calcit seine Entstehung der Organistentätigkeit verdanken. Gewisse schwer deutbare organische Reste machen sogar den Eindruck pflanzlicher Herkunft. Das Gestein enthält auch Spongiennadeln und spurenweise authigenen Hornstein (Chalcedon). Sichere Sedimentärbreccien im Malm habe ich nun auch in der K. S. Gr. entdeckt, zum Teil ganz ähnliche Gesteine wie das soeben beschriebene, 1940, u. a. Prof. 45—50. Wie im Sonnenwendgebirge und in der Osterhorngruppe gehören sie auch in der K. S. Gr. dem tieferen Malm nahe der Oberkante der Radiolarienhornsteine an; vgl. hierzu auch WAEHNER 1935, S. 149, VORTISCH 1937, S. 270, 275, Profil 1. In der Osterhorngruppe sind sie schon lange bekannt, in der K. S. Gr. waren sie meiner Aufmerksamkeit durch ihr verstecktes Auftreten zwischen weitaus überwiegenden tektonischen Breccien lange entgangen, konnten aber nunmehr bei Wiederbegehungen erkannt werden. Es kann aus ihnen natürlich auch nicht der Schein eines Gegenbeweises gegen die tektonische Breccienbildung und damit verbundene Gebirgsbewegung in den genannten Gebirgsgruppen gewonnen werden.

Höher oben in der flachen Mulde, über Aufschlüssen der Sedimentärbreccie, gewahrt man auch, sicher anstehend, dunkelgrauen bituminösen (?) Kalk mit hornsteinartigen Partien, welcher mir im tieferen Malm bisher in der K. S. Gr. und O. Gr. nicht bekannt ist. Aber es ist kaum ein Zweifel, daß er auch dazu gehört. Alte Bekannte aus der K. S. Gr. dagegen sind die braunen und grünlichen dickbankigen, zum Teil kieseligen Plattenkalke und Schiefer (unterer Teil von ma_3), welche weiter den Wasserriß hinauf Schutt und kleine Aufschlüsse bilden. Dann folgt wieder Schutt völlig zerwalzter bräunlichroter Hornsteine und Schiefer, rote Liaserde und die schon beschriebene Breccienwand mit Brocken roten liassischen Kalkes.

Unweit im Schutt fand ich auch raubbrechende, blaßrote und gebänderte Kalke, ähnlich denen, welche schon S. 105 aus der Breccie des Grubhörnl-W-Hanges erwähnt wurden. Sie stammen wohl auch hier aus der Breccie. Damit ist der jurassische Muldenkern gequert.

Aufschlüsse, welche die Verbindung des Riffkalkes und seines Liasbelages, beziehungsweise deren Breccie, mit jüngeren jurassischen Schichten der Mulde darbieten, gibt es nur im Laubwaldstreifen links des unteren Wiesenzipfels und am Fuße der Wände links des Laubwaldstreifens. Die Wände entsprechen ungefähr der Dachfläche der Breccie des W-Flügels der Mulde. Im sanfter geböschten Laubwaldstreifen ragen zahlreiche kleinere Partien der Breccie empor, in welcher riesige Blöcke hellroten tonärmeren liassischen Kalkes auffallen. Wenn man vom unteren Wiesenzipfel etwa 40 Schritt auf gleicher Höhe gegen SW geht, so gelangt man 40 Schritt oberhalb des Steiges zu einer Stelle, wo merkwürdigerweise fast schwebend unter einem Wandl der Breccie zerdrehter bräunlichroter Hornstein liegt (P. 17). Eine solche Gesteinsumwandlung kennen wir (VORTISCH 1937, S. 266) von den schichtenparallelen Bewegungen her. Sie unterscheidet sich von der Zerwalzung und feinen Zerdrückung, wie wir sie schon von den Gesteinen des Muldenkernes beschrieben haben. Ein paar Schritte weiter kommt man zu einer Stelle (P. 18), wo durch Auswitterung des Hornsteines eine 4 m tiefe Höhle entstanden ist, in deren Hintergrund die Hornsteine—Plattenkalke anstehen. In diesen liegen große Drehlinge. Ein teilweise ausgewitterter ist 1 m lang und 0,5 m dick. Die Längsachse des zylindrischen Körpers streicht horizontal N 4° W. Die Bänkchen schmiegen sich auch der Decke des Hohlraumes an und dringen in seinen zipfelförmigen Fortsatz nach oben. Etwa 20 Schritte weiter sieht man eine 3 m hohe Zunge von zerdrehtem Hornstein in die Breccie eindringen, welche hier aus Trümmern von grauem Riffkalk und rotem Kalk besteht. Durch Auswitterung der Malmgesteine ist ein dreieckiger Hohlraum entstanden, welcher auch von der Steinberghütte aus sichtbar ist (Abb. 5). Die rechte begrenzende Wand der Zunge streicht N 12° W. Gleich darauf steigt wieder steilstehender zerdrehter Hornstein empor. Rechts davon folgt ein Streifen bräunlichroten (ls?) Kalkes und dann rötlichgraues riffkalkähnliches Gestein, links des Hornsteines eine Breccie aus Trümmern von Riffkalk und bräunlichrotem (ls) Kalk, in welcher tonreicherer bräunlichroter Kalk stellenweise die Gegenmasse bildet. Die Flamme selbst streicht ungefähr NW. Wenn man dann auf gleicher Höhe links etwas in die Wand hineinsteigt, sieht man noch einen kleinen emporragenden Zipfel, wahrscheinlich nur von Lias. Steigt man aber etwas tiefer und geht dann links unter der Wand weiter, so gelangt man nach etwa 50 Schritten zu einem kleinen, die Wand unterbrechenden Schuttkegel (P. 19). Beiderseits der Verhüllung kleben den schrägen Flächen Bänkchen bräunlichroten Hornsteins an, welche dem Beschauer die Schmalseite zukehren und ahnen lassen, daß sich hier unter dem Schuttkegel eine aufbrandende Hornsteinpartie verbirgt, wie wir sie schon beschrieben haben. Rechts sieht man sogar, wie die Bänkchen aus der flachen Lage nach oben umbiegen. Oben flasern sie zwischen die Breccie hinein. Links schauen Drehlinge des Hornsteins aus der Verhüllung und Reste dieses Gesteins kleben auf der dem Beschauer zugekehrten Wand. Die nun anschließende, etwa 20 Schritt lange, 8 m hohe Wand von grauem Riffkalk biegt unten in eine überhängende,

unter 60° W fallende Fläche ein, an welcher grauer kieseliger Plattenkalk (ma_3) klebt und, flachere Lagerung annehmend, darunter hineinzieht. Nach weiteren 40 Schritten erstreckt sich unter der Wand ein 4 m breiter Hohlraum, welcher links oben zipfelförmig endet. Es ist aber darin nur Riffkalk-Lias-Breccie sichtbar. Es folgen bis zum Ende der Wand noch weitere Höhlen, aber ich konnte darin in flacher Lagerung und als Auskleidung nur mehr bräunlichrote—grüne plattig absondernde Kalke feststellen, deren stratigraphische Lage ich noch nicht sicher abschätzen kann. Vielleicht ist die plattige Absonderung keine Schichtung, sondern nur Druckklüftung. Nach dem Ende der hohen Wand folgt noch ein niedrigeres Wandel (P. 20), über welchem von oben her zwei Furchen münden. Unter dem Wandel besorgt eine tiefe Rinne zwischen hohen Schuttwällen die Wasserabfuhr. Das Wandel und die beiden Furchen bestehen fast bis zum Steige noch aus Breccie. Die N-streichenden Pressungsklüfte knapp unter dem Steige wurden schon erwähnt (S. 113). In der linken Furche liegt ungefähr bei P. 21, ziemlich flach, 8 m hoch aufgeschlossen, bräunlichroter Plattenkalk (vulgo Hornstein); aber der Verband mit der Breccie ist nicht gut sichtbar. Die Deutung, daß es sich um einen kleinen Abtragsrest des ursprünglich auf der Breccie lagernden, teilweise vielleicht auch mit ihr verarbeiteten Hornsteins—Plattenkalkes handelt, ist ganz naheliegend.

Die Verarbeitung der Riffkalk-Lias-Breccie mit dem Hornstein und Plattenkalk liefert ganz ähnliche Bilder, wie wir sie bereits aus dem Inneren der K. S. Gr. kennen. Schön zu sehen und leicht zugänglich ist diese Erscheinung an der Sohlfläche des Riffkalkes, beziehungsweise der Breccie G 7, in der Schwarzbergklamm. Man wäre versucht, auch hier an der Anderlalm diese Erscheinung als Folge einer früheren schichtenparallelen Bewegungsphase zu deuten, der wir ja auch die Bildung der Riffkalk-Lias-Breccie zuschreiben. Aber wenn wir die Mulde ausglätten, dann liegt der Hornstein nicht unter aufgeschobenem Riffkalk wie in der K. S. Gr., sondern normal auf dem Riffkalk, denn der Riffkalk ist doch der des Muldenrahmens, nicht eine aufgeschobene Partie. Das beweist die Beobachtung bei P. 19 und 21. Man kann sich schwer vorstellen, daß sich die Flammenbildung wie dort nach oben, hier nach unten entwickelte. Es liegt näher anzunehmen, daß sie so wie die Zerdrehung des Hornstein—Plattenkalkes bei der Verschiebung eines oberen Abschnittes der vertikalen Mulde an schwebender Bewegungsfläche über einem unteren Abschnitt zustande kam, so daß mindestens der W-Schenkel des Breccienrahmens durch die Verschiebung und gleichzeitige Schleppung rechtwinkelig abgelenkt wurde. Die Flammenbildung und Zerdrehung kam beim Verschieben des abgelenkten Rahmentheiles zustande (Abb. 6). Daß es sich hier um eine Wahrscheinlichkeitsdeutung handelt, ist gewiß nicht zu leugnen.

Zusammenfassung.

Die Aufklärung der geologischen Verhältnisse im Inneren der Kammerker-Sonntagshorngruppe ermöglicht die Beurteilung des Südosteckes der Gruppe und der Anderlalm in den Loferer Steinbergen. Die Breccie ist mit der besonders in Gebirgsstück 7 vorkommenden des Inneren der

K. S. Gr. vollkommen gleichartig. Sie ist weder rhätischer (HAHN) noch gosauischer (AMPFERER) Sedimentation zuzuschreiben, sondern auf tektonischem Wege bei den schichtenparallelen Bewegungen entstanden. Am Südosteck liegen graue malmische Plattenkalke (Aptychenkalke) fast unmittelbar auf der Riffkalk-Lias-Breccie. Diese Bewegungslücke entspricht vielleicht der Überschiebungsfläche VII der K. S. Gr. Auf der Anderlalm ist die Schichtenreihe über der Breccie vollkommener. Es folgt der rote Hornstein (Radiolarienhornstein) und der unterste Teil der grauen Plattenkalke (Aptychenkalke) mit Krinoidengliedern und klastischen Gesteinsbrocken, das ist wie anderwärts Sedimentärbreccie. Neu ist an beiden Örtlichkeiten die Lage der Riffkalk-Lias-Kantenbreccie unmittelbar auf autochthonem oberrhätischem Riffkalk, welcher nach oben durch zunehmende Zertrümmerung in die Breccie überzugehen scheint. Man könnte glauben, daß man

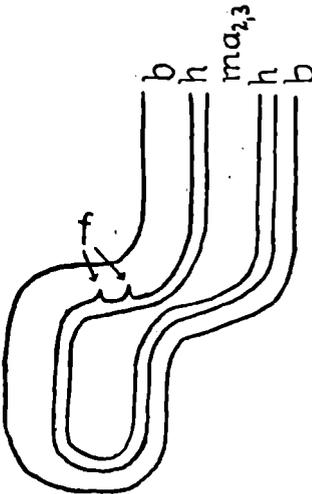


Abb. 6.

Entstehung der Flammen, welche zwischen P. 17 und P. 19 (Abb. 5) bei überkippter Lagerung aus Malmgesteinen in den Riffkalk emporsteigen. b = Riffkalk, h = Radiolarienhornstein, f = Flammen. Dem Vorgang wird nur lokale Bedeutung beigemessen.

es hier mit einer Art Wurzelzone des in der K. S. Gr. entdeckten Überschiebungsbaues zu tun hat. Wegen der allzu spärlichen Erhaltung dieses Baues läßt sich darüber kaum Gewißheit gewinnen. Jedenfalls ist an unseren Örtlichkeiten ein Überrest dieses Baues erhalten als Zwischenstation zu der noch viel weiter entfernten Osterhorngruppe, in welcher die Verhältnisse ganz denen der K. S. Gr. entsprechen.

Die Schichtenfolge ist in enge Falten gelegt (Abb. 1, 2), welche sich nahe der Südwand der K. S. Gr. zu einer wahrscheinlich im Streichen engbegrenzten Überschiebung steigert (Abb. 3). Auf der Anderlalm ist nur eine steile gepreßte Mulde vorhanden. Flammenartiges Eindringen des Hornsteins in die Riffkalk-Lias-Breccie ist nur die Folge einer lokalen Abknickung dieser Mulde (Abb. 6). Nach AMPFERER steht diese Faltung gegenüber welcher sich unsere Breccie wie ein Glied der Schichtenfolge verhält, mit dem Einschub der juvavischen Decke von Osten her im Zusammenhang. Ist der Einschub vorgosauisch, so muß es die Breccienbildung und mithin

auch die schichtenparallelen Bewegungen der K. S. Gr. erst recht sein. Diese rücken somit an den Beginn der kalkalpinen Orogenese, ein Ergebnis, zu welchem wir schon aus mechanischen Gründen auf anderem Wege gelangt sind.

Schriftenverzeichnis.

AMPFERER, O., Über den W-Rand der Berchtesgadener Decke. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. **77**, Wien, 1927.

HAHN, F., Geologie der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. I. u. II. Teil, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., **60**, Wien, 1910.

VORTISCH, W., Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil, Jahrb. d. Geol. Bundesanst., **76**, Wien, 1926.

VORTISCH, W., Tektonik und Breccienbildung in der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., **81**, Wien, 1931.

VORTISCH, W., Die Juraformation und ihr Liegendes in der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe, Beschreibung der Aufschlüsse. 1. Westrand des Gebietes (Kammerker). Neues Jahrb. f. Min., Beil., Bd. **73-B**, Stuttgart, 1934.

VORTISCH, W., Über schichtparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorn-Gruppe). Zentralbl. f. Min., B, Stuttgart, 1937.

VORTISCH, W., Ein geologischer Querschnitt durch die Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe. I. Teil, Beschreibung der Aufschlüsse. Denkschriften der Deutschen Akad. d. Wiss., Bd. **1**, Prag, 1940.

WÄHNER, F., Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1886.

WÄHNER, F., Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. II. Teil, herausg. von E. Spengler, Leipzig und Wien, 1935.

Karte der Loferer Steinberge, herausg. vom Alpenverein, Wien, 1925.

Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck.

Von **Bruno Sander.**

Eine hinsichtlich schon anderwärts veröffentlichter Grundlagen gekürzte, anderseits erweiterte Übersicht der bei Gelegenheit eines Vortrages an der Wiener Zweigstelle der Reichsstelle für Bodenforschung am 2. April 1940 gebrachten allgemeinen und regionalen Neuergebnisse.

Allgemeines.

Die Gründe, für Blatt Matrei am Tauern-W-Ende die beträchtliche Arbeitsaufwendung einer jahrelangen Gefügeuntersuchung zu verantworten, waren regionalgeologische und weit mehr noch untersuchungsmethodische. Was erstere anlangt, so sollten angesichts der Behauptungen gegen Behauptungen im Schrifttum neue Beobachtungen beigebracht werden, was besonders der neuere Stand der tektonischen Gefügeanalyse ermöglicht, nachdem schon die unvoreingenommene Betrachtung der tektonischen Symmetriepläne die Erkenntnis steilachsiger Gebiete und unhaltbarer Deckensystematik gezeitigt hatte. Ferner schienen mir gerade am Tauern-W-Ende meine petrographischen Ergebnisse eine Revision der Synthesen zu fordern, und schließlich lag die Anknüpfung an meine Darstellung von 1921 nahe, wo ich zum erstenmal daran ging zu untersuchen, wie weit alpine Baue mehrtektonische Überprägungen in verschiedener Richtung sind, so daß man irren muß, wenn man sie auf eine einzige vertikale Profilebene der Prägung bezieht. Unter den allgemeinen untersuchungsmethodischen Aufgaben standen: Die dringlich gewordene Frage nach dem aufnahmsgeologischen Wert der B-Achsen (beziehungsweise Symmetriepläne der Tektonik und Gefügebildung) und nach den Zusammenhängen zwischen dem linearen und flächigen Parallelgefüge; eingehendere Kennzeichnung des Zusammenhanges zwischen Gefügedeformation und Kristallisation, kurz der tektonischen Fazies im Kristallin; Ausbau von Untersuchungsverfahren für vernachlässigte tektonische Dimensionen (zum Beispiel Falten von Metern und Meterzehnern) und für Untersuchungen ohne die Möglichkeit räumlich lückenloser Beobachtungen (Bohrungen, Bergbaue, schlecht erschlossenes Gelände, Reisen mit lückenhafter Probenahme); Steigerung der Wahrnehmbarkeit tektonischer Gesetzmäßigkeiten in der statistischen Anordnung nutzbarer Lagerstätteninhalte und deutlichere Wahrnehmung der den körnigen Plutoniten mit Parallelkontakt und anderen kornweise mobilisierten Tektoniten zukommenden, bezeichnenderweise ganz gleichen Bewegungsbilder.

Um alle Gefügedaten aus dem einzelnen orientiert genommenen Handstück geordnet und in einer für die Summation der Handstücke über einen homogenen Bereich geeigneten Weise rasch herauszuholen, wird von jedem Handstück eine Handstückoleate (zur Handhabung auf dem flächentreuen Netz) hergestellt. Die ausreichende konstruktive Anleitung zur geordneten Eintragung aller interessierenden Ebenen und Geraden am Handstück mit den Hilfsmitteln der schulgerechten Kristallprojektion, übergehend von Ebenen auf Gerade in der Ebene, von Geraden wieder auf Ebenen enthält

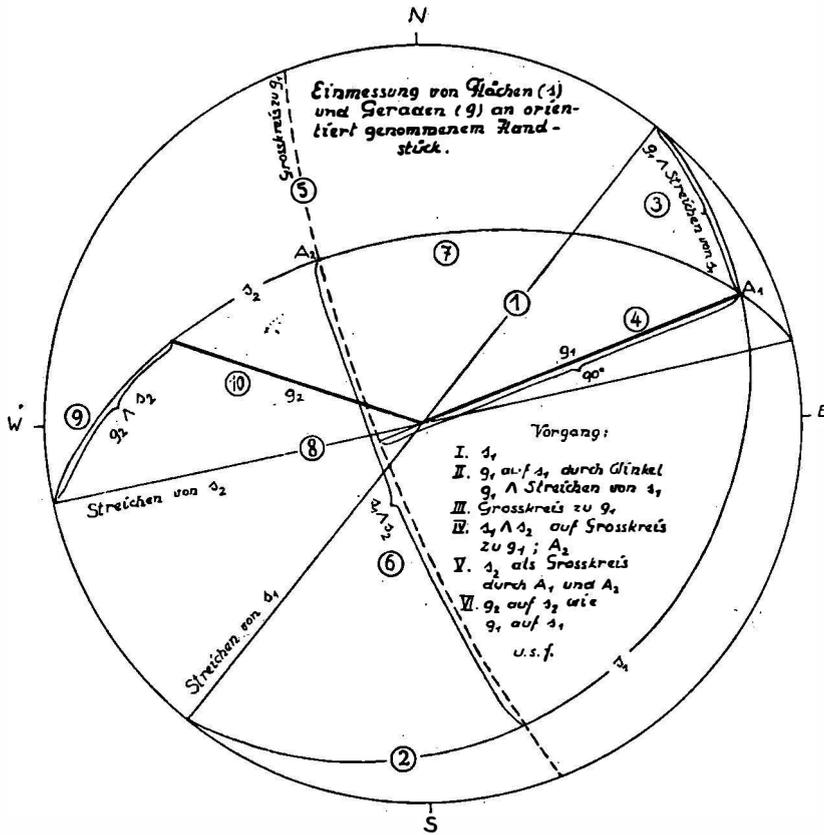


Abb. 1.

die beigegebene Abb. 1. Die orientierte rasche Erfassung aller Daten des Einzelhandstücks hat sich in dieser Form an über tausend Handstücken bewährt. Bei dieser Gelegenheit ergab sich auch, daß man eine Achse B auf Ebene s im Felde weniger genau einmißt, wenn man die Vertikalenebene, in welcher B liegt, einvisiert als wenn man den Winkel s-Streichen $\wedge B = \zeta$ in der Ebene s mit Transporteur oder Anlegegoniometer einmißt und in die Oleate einträgt (3 in Abb. 1).

Durch Übereinanderlegung der Handstückoleaten zum synoptischen Diagramm (Abb. 2) vollzieht man, ganz wie in der Korngefügekunde

sich noch im Homogenitätsbereich befindet (also das „Persistenzkriterium“, ganz wie in der Korngefügekunde).

Die Handstückoleate enthält: s-Flächen als Großkreise und als Pole (Lote auf s); damit auch Streichen und Fallen von s; B mit Streichen (=Vertikalebene in B errichtet) und Fallen. Die Sammeloleate sammeln diese Daten zu Häufungen: Häufungen der s-Pole, isometrisch oder auf Großkreis mit Pol π liegend (=in der Kristallographie bekannter Zonenkreis tautozonaler Ebenen); Häufungen von B isometrisch oder auf gemeinsamer Vertikalebene („Achsenebene“), also auf Oleatendurchmessern, oder auf geneigtem Großkreis (zum Beispiel verschiedene B auf den s eines isoklinen Pakets). Auf der Sammeloleate tritt nun neu auf ein ungemein wichtiges Datum, nämlich die Verteilung der Schnittpunkte aller s-Großkreisbögen des Bereiches, als Häufung mit dem Buchstaben β bezeichnet und diesfalls wie π ein Maß für die im Bereiche herrschende Tautozonalität der s-Flächen. β besagt also dasselbe wie π und fällt damit zusammen, nur tritt praktisch bald der Polkreis der s-Flächen, bald die Häufung ihrer Schnittgeraden deutlicher hervor.

In manchen Fällen bedeutet die Persistenz eines Datums noch nicht Homogenität. So zum Beispiel liefert eine einzige den Bereich füllende krummschenkelige Falte in ihren Messungen von s-Fallen und -Streichen auf den Schenkeln eine einzige persistente β -Häufung; alle Tangentalebene an den Faltenschenkeln schneiden sich ja bei ganz verschiedenem Streichen und Fallen gemeinsam in β , welches mithin nicht einen statistisch homogenen Bereich bezeugt; dieser bedarf also der Begehung.

B und β fällt in der Sammeloleate des homogenen Bereiches entweder auseinander oder zusammen. Das ergibt: Ob eine tautozonale Flächenstellung mit (Zusammenfallen von B und β) oder ohne Prägung des betreffenden B erfolgt ist; damit, ob die vom Geologen mit oder ohne Berechtigung in Vertikalebene profilierte Flächentektonik mit oder ohne Teilbewegung in kleineren Bereichen erfolgt ist. Ob ein vorhandenes B zum Beispiel im Korngefüge oder in einem größeren Bereich, mit seiner kontrollierbaren Beziehung zu Kristallisationen, mit einer tautozonalen Flächenstellung (zum Beispiel bei tektonischer Einengung oder Bremsung eines Transportes) auf eine gleich symmetrische Kräfteanordnung zurückgeht, also syntektonisch sein kann. Fällt β und B-Häufung zusammen, so läßt sich aus dem Korngefüge leicht feststellen, ob B eine echte B-Achse mit Symmetrieebene \perp B ist, und es ist dann auch für die koinzidente β -Häufung diese Symmetrieebene anzunehmen. Das heißt, daß die gemeinsame Schnittgerade β einer Flächenmehrheit unzufällig und durch Flächenverstellung mit jener Symmetrieebene zustande kam und also ein echtes tektonisches Profil (in der kinematischen „Ebene der Bewegung“) ist. Der Vergleich zwischen B und β und die Typisierung der möglichen Verhältnisse zwischen B und β lehrt also verschiedene Prägungen eines Gebietes mit mehrfacher Tektonik scheiden und zusammenfassen. Man geht dabei aus von der Symmetrie der Kräfte und des zugehörigen symmetriegerechten tektonischen Gefüges. Es gibt kein Areal mit einander überlagerten Parallelgefügen von Geraden und Ebenen, welches man ohne die symmetrologischen Gefügebetrachtungen analysieren kann. β ist nichts als eine persistente Häufung aller ideellen Schnittgeraden aller s eines Gebietes und bezeugt für sich allein nur Tautozonalität ohne Bewegungsbild (wie bei

echten B gefordert). Das gewöhnlich gemessene Streichen ist nur in den glücklicherweise häufigen Gebieten mit horizontalen β brauchbar; andernfalls ungeeignet zur Konstruktion von Bewegungsbildern. Die Winkel zwischen mehreren s-Streichen ergeben nicht die Schnittgerade der s und also nichts Eindeutiges über Kräfte- und Bewegungsbilder.

Die symmetrologische Definition von B als Lot auf die Symmetrieebene des Gefüges und seiner Erzeuger unterscheidet B von beliebigen Schnittgeraden zweier Ebenen (zum Beispiel $s_1 \wedge s_2 = B_1$; $s_1 \wedge s_3 = B_2$; $s_2 \wedge s_3$ kein B). B ist in dieser Eigenschaft sowie hinsichtlich seines Bewegungsbildes (ebene oder krumme Gleitung; internrotationelle und externrotationelle mehrscharige Scherung; einsinnige und mehrsinnige Relativverschiebungen im Bewegungsbilde zu B) heute gefügekundlich kontrollierbar; ebenso in bezug auf stoffliches (stoffkonkordantes) und nichtstoffliches (stoffdiskordantes) B; ebenso hinsichtlich der Altersbeziehungen mehrerer B im selben Bereiche und der Analyse mehrfacher symmetriekonstanter oder schiefer Überprägungen verschiedener B-Achsen im selben Bereiche. Mit solchen Überprägungen befaßt sich eine große Reihe von Innsbrucker Arbeiten; nach den älteren (B. SANDER, REITHOFER, FELKEL, INGERSON) nunmehr auch neuere (W. SANDER, Tso LIN Ho), welche spätere Prägung von Quarz B nachweisen und für die geologische Tauernsynthese verwendbar machen, wie andernorts ausgeführt wird.

Das relative Alter verschiedener B auf ebenem s wird mit der Stereolupe auf s abgelesen (Kriterium: Verwischung älteren Gefüges durch jüngeres) oder durch das Verhalten der Teilbewegung zu Kristallisationen bestimmt; das relative Alter von B (durch Faltung) und B' (auf den Faltschenkeln) ist durch Abrollen der zu B gehörigen Falten bestimmbar (Anlegen von Papier an B, Aufzeichnung von B', Ausebnen des Papiers) oder durch Visieren, und zwar nach dem Kennzeichen: B' auf B nicht in einer Ebene liegend ist älter als B; B' nach Abrollung der Falte B eine Kurve bildend ist jünger als B.

Eine genauere Kennzeichnung der zu B gehörigen Bewegungsbilder (aus affinen oder nichtaffinen Teilbewegungen $\perp B$ und $//B$) ergibt nunmehr die Möglichkeit, unter anderem gerade auch im Falle typischer (linsiger und umgefalteter) Phyllonite schon aus Serien orientierter Handstücke auf das letzte Bewegungsbild größerer Bereiche zu schließen. So ist ein Vorwalten ausgesprochen mehrscharig internrotierter Prägungen (also mit höherer als monokliner Symmetrie) nicht einem Transporte, sondern einer Einengung im betrachteten Bereich unmittelbar zuzuordnen. Dasselbe gilt von mehrsinnigen Relativbewegungen im selben Bereich im Bewegungsbilde einer zweischarigen Zerpressung, daraus hervorgehender linsiger Scherkörper und schließlich in den daraus hervorgehenden unebenen s.

Teilbewegung $//B$ deutet auf anhaltenden, allseitig massierenden Umfassungsdruck $\perp B$ und Ausweichen $//B$, übrigens aber auch bei Plutonen nicht etwa auf Einströmen einer Schmelze in Richtung $//B$ in einen Raum. Reine Bewegung $\perp B$ findet sich nicht solchen Vorgängen, zum Beispiel einer Massage zwischen starrerem Backen, zugeordnet, wohl aber zum Beispiel der Bremsung von Transporten. Für umgefaltete Phyllonite sind abwickelbare Biegefalten, Stengel $//B$, im Relativsinn der Teilbewegung wechselnde („turbulente“) Falten, mehrscharige Zerschering, bisweilen mit

konstruierbaren Pressungsgeraden, bezeichnend, was auf Einengung und nicht auf Transport als letzten Präger des Gesteinscharakters weist.

Aus solchen Beziehungen zum tektonischen Bewegungsbilde des Profilbereiches ergibt sich die Wichtigkeit, die Ablesbarkeit von Relativsinnen der Teilbewegung aus dem Gefüge möglichst weit zu treiben. Dies ist durch Diskussion der Bedeutung von S-förmigen und von spiegel-S-förmigen Krümmungen im Gefüge, je nachdem es sich um Scherfalten oder Einschlußwirbel (W. SCHMIDT) handelt, durchgeführt. Falten kann man (experimentell-konstruktiv) durch Scherung entweder entkrümmen oder stärker krümmen, je nach Lage der Scherung zur Vorzeichnung.

Durch alle bisher genannten Mittel lassen sich sowohl homogene als inhomogene Bereiche tektonisch analysieren, ohne daß man bei Beginn der Arbeit ein bestimmtes — in bezug auf die korrelierten Teilbewegungen und damit auch in bezug auf sein Zustandekommen mehrdeutiges — tektonisches Bewegungsbild voraussetzt. Das wurde für wichtige Stellen am Tauernbogen teils durchgeführt (W-Ende; B. SANDER), teils zur Bearbeitung gegeben (Gerlos-Pinzgau; F. FUCHS), ebenso für das Gebiet von Sterzing und Brixen südlich des Brenners begonnen (B. SANDER).

Als ein Beispiel von bei solchen Analysen begegnetem, schematisch typisierbarem Verhalten auch vom Anfänger leicht einmeßbarer Größen nenne ich verschiedene Fälle der Ab- und Zunahme von $\zeta = B \wedge s$ -Streichen und $\zeta \psi = s$ -Fallen.

1. ζ und ψ wächst gleichzeitig: B und s stellen sich gleichzeitig steil; das bedeutet zunehmende steilachsige Einengung des Bereiches.
2. ζ nimmt ab, ψ wächst: s stellt sich steil, B horizontal; das bedeutet zunehmende tangentialachbiale Einengung des Bereiches.
3. ζ konstant. ψ veränderlich; das s-Fallen ändert sich mit konstantem s-Streichen, ein nicht syntektonisch, sondern vorher aufgeprägtes B bleibt erhalten und bekommt eine Anordnung auf Kegelmantel um s-Streichen.
4. ζ ändert sich gleichsinnig in einem isoklinen s-Paket also ψ konstant; Bedeutung: Torsion um Achse \perp s, also inhomogener Bereich und inhomogenes Bewegungsbild (die einzelnen Handstücke können ganz homogen sein).

Neben der Kennzeichnung des flächigen und linearen Parallelgefüges und deren gegenseitigen Beziehungen aus dem Richtungsgefüge mit derzeit weitgehend ausgebauten Mitteln der Gefügeanalyse im Aufschluß, Handstück und Schliiff, also in definierten Bereichen und deren definierten Teilbereichen steht gleichwertig die Kennzeichnung des Verhältnisses zwischen mechanischen Deformationen des Gefüges und Kristallisation der einzelnen Minerale, eine Aufgabe, an der sich im Glocknergebiet CORNELIUS und CLAR im Anschluß an ihre Kartierung mit wertvollen Beiträgen beteiligt haben. Am Tauern-W-Ende habe ich jenes Verhältnis zwischen Gefügedeformation und Kristallisationen der Minerale hinsichtlich der Prägung der meist mit der Flächentektonik syntektonischen B-Achsen (B-Häufung = β -Häufung) — man kann dieses Verhältnis kurz die petrotektonische Fazies nennen — untersucht mit 250 \perp B geschnittenen Schliiffen mit geeigneter Beziehung zwischen Korngröße und Ausmaßen von B (meist Faltenscharniere) an Quarzphyllit (Tuxer Voralpen—Brenner),

Kalkphyllit (ebenso), Unterer Tauernhülle, Tuxer Grauwacken und Arkosefazies der Tarntaler Breccie. Treibt man die Analyse der petrotektonischen Fazies an geeigneten Präparaten sorgfältig genug, so treten genauere Fassungen vielfach an Stelle üblicher (zum Beispiel „höherkristallin“, „Diaphthorit“ leichtfertiger Definition, „Kristallin mittlerer Stufe“ usf.), und es ergeben sich mehr oder weniger eingehende zeitliche Gliederungen des Ablaufes der Deformationen und unselten die Trennung verschiedener Prägungen (B) voneinander, wie sie auch das Richtungsgefüge kontrolliert. Es ist für den Tektoniker ebenso wichtig wie für die Gesteinskundler zu untersuchen, was an den Gesteinen vor, während und nach ihrer Anordnung übereinander entstanden ist; andernfalls können sich für den Gesteinskundler unrichtige „Tiefenfazies“, für den Tektoniker unrichtige vortektonische Folgen und Bewegungsbilder und für jeden der beiden unrichtige Annahmen darüber, was der andere sicher weiß, ergeben.

Regionales.

Die regionale Anwendung der angeführten Gesichtspunkte auf das von mir 1:25.000 kartierte Gebiet des Tauern-W-Endes wurde für dessen reichsdeutschen Anteil dargestellt: 1. Durch Sammeloleaten, welche die Schwerpunkte der Häufungen von B und β enthielten und örtlich auf die Kartenskizze 1:25.000 gelegt waren; das ergab für das ganze Gebiet eine der geologischen Karte zugeordnete Übersicht der linearen und der flächigen Parallelgefüge, des Verhältnisses der beiden zueinander (syntektonische Koinzidenz oder nicht), der tektonischen Homogenbereiche und der tektonischen Kräftesymmetrie für diese: Die Lotebene auf B und β ist die kinematische Symmetrieebene für das achsiale (B) und flächige (β) tektonische Gefüge, und in ihr liegt der diese Gefüge erzeugende Hauptdruck, keineswegs übrigens für alle Bereiche horizontal wie die Bestimmungen von Pressungsgeraden (als Symmetralen des größeren Winkels bei zweisechariger Scherung und Plättung) ergaben.

Eine solche Darstellung der B auf verschieden geneigten s muß durch diese rasch und leicht durchführbare, in der Gefügekunde übliche konstruktive Rotation aller s mit ihrem B in die Horizontalebene — kurz als „Horizontalstellen“, „Horizontalstellung“ zu bezeichnen — daraufhin geprüft werden, ob sich dadurch — wenn also an Stelle geneigter B horizontale treten — die B-Häufungen wesentlich verschieben; dies trat im vorgehenden Fall sehr oft nicht ein. Bisweilen aber ergab sich beim Horizontalstellen eine sehr deutliche Verlagerung und zugleich Verdichtung der Häufung, was auf Prägung von B auf noch horizontalem s hinweist, ein Kriterium, welches schon von F. FUCHS in den östlicheren Arbeitsgebieten verwendet war.

Eine Erörterung des tektonischen Linear- und Flächengefüges am Tauern-W-Ende ist nur angesichts des vorgelegten Kartenplanes für B und β bei Gelegenheit von dessen Veröffentlichung durchführbar. Allgemeine Züge werden schon andernorts (B. SANDER, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1939, S. 326—328*) kurz zusammengefaßt. Seither ließen sich

*) Ich nehme Gelegenheit zu einer Richtigstellung: Am Ende von Absatz 2 auf Seite 328 sollte sinngemäß nicht „nachmesozoisch“, sondern „nachjurassisch“ stehen.

noch in weiteren Fällen ältere und jüngere Achsen voneinander trennen, was ja keineswegs immer durchführbar ist, und es ergibt sich als Altersfolge die im Schema (Abb. 3) gezeichnete, wobei jüngere Achsen höhere Zahlen haben. Die NW- (WNW-) Achsen sind die ältesten bis auf zwei Sonderfälle (Tuxer Phyllite; Gneise am Steinernen Lamm); WE ist zeitlich meist zwischen WNW und ENE; im Kalkphyllit des Hinterschmirn und im Quarzphyllit der Lizum aber fanden sich auch WE-Achsen jünger als ENE-Achsen. Es gibt demnach eine ältere und eine jüngere achsenprägende meridionale Beanspruchung des Tauern-W-Endes, und die jüngere ist ebenso wie die ENE-Achse Einengung. Wie es zu dem am Tauern-W-Ende so schön hervortretenden Nebeneinanderauftreten auch stofflicher WE- und ENE-Achsen kommt, läßt sich erst nach Prüfung des Baues im obersten Ahrntal und am O-Ende der Zillertaler Tauerngneise, wo bereits wesentliche Beiträge von F. FUCHS vorliegen, in ein größeres Bewegungs-

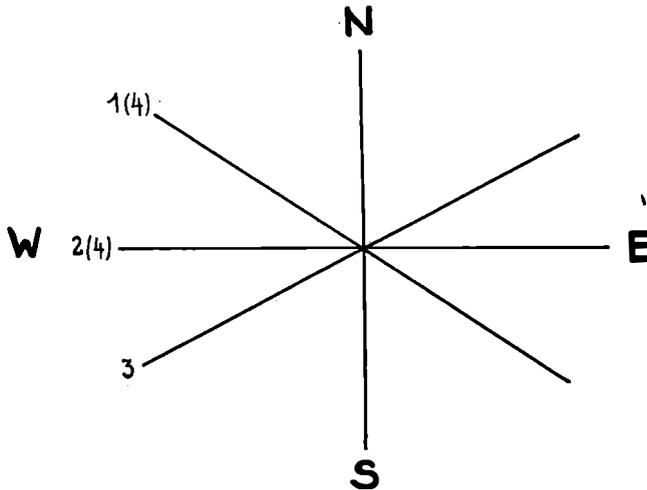


Abb. 3.

bild bringen. Übereinstimmend hat in den Gebieten westlich der Tauern F. FUCHS (in der Verfaltung von Quarzphyllit in Trias) NW älter als NE gefunden, ebenso SPENGLER 1921 in seinen kalkalpinen Arbeitsgebieten. SCHMIDEGG fand in den Villgrattner Bergen im S NW jünger als NE.

Außer dem Umstande, daß dieselben Achsensysteme nördlich, südlich, westlich der Tauern alle nachweislich nachtriadisch (und zeitlich einander auch durch gleiche Beziehungen zu gleichen Metamorphosen nahegerückt) geprägt wurden, läßt sich durch die Darstellung von B und β folgendes erhärten: Das Beanspruchungs- und Bewegungsbild der achsialen Parallelgefüge B ist wegen des Zusammenfallens von B und β in den weitaus meisten Fällen nicht trennbar von der Flächentektonik und ist eines der Mittel zur unvoreingenommenen Untersuchung der auch von der Großtektonik und von der praktischen Geologie verwendeten Aufschlüsse. Die mit den achsialen Prägungen syntektonischen Verstellungen der Flächen schaffen die erschlossene wirkliche Tektonik auch im Profilbereich durch

Einengung einer vortektonischen Folge, sei sie Bewegungshorizont oder nicht. Keineswegs sind die Achsen einem Teig, dessen wesentliche Tektonik fertig war, nur aufgeprägt worden: sie sind von großtektonischen Formen wie Tauernbogen, Triasverfaltung mit Quarzphyllit, Bau der Quarzphyllite bei Brixen untrennbar. Eben auf diesem Punkt hin war die Gegenüberstellung von B und β gerichtet. Was also am Tauern-W-Ende und sonst oft für den Tektoniker übrig bleibt, der ohne Beachtung der Symmetriepäne und ihrer petrographischen Lesbarkeit vorgeht, ist entschieden weniger als was dieser Tektoniker für einen anderen zu tun übrig läßt.

Beziehungen zwischen Gefügedeformation und Mineralkristallisationen.

Aus diesen Beziehungen wird hier ein umrißweiser Auszug gegeben. Die Beachtung von Einzelheiten und Ausnahmen bleibt ausführlicher Darstellung vorbehalten.

Einige Definitionen werden in Erinnerung gebracht und schärfer gefaßt. Nachkristallin heißt eine Gefügedeformation in bezug auf Mineral M, wenn M in einer dieser Gefügedeformation (zum Beispiel B-Achse durch Faltung oder Scherung) als Teilbewegung zugeordneten Weise stetig (Translation, Biegegleitung, Zwillingschiebung) oder unstetig (Rupturen mit oder ohne Verlust des Zusammenhanges) mechanisch deformiert ist. Geringe Grade solcher nachkristalliner Deformation, etwa letzte symmetriekonstante Aufprägungen ohne Rekristallisation, unterscheidet man von stärkeren Graden bis zu den für das Zustandekommen der Gefügedeformation als Teilbewegung „ausreichenden“ Korndeformationen. Zum Beispiel eine B-Achse durch Faltung oder Scherung oder eine neu angelegte Querschieferung ist ausreichend nachkristallin in bezug auf Hellglimmer. Dieser selbst ist zuweilen nachweislich primär (allotigen im Sediment, kristallisiert aus Schmelze) oder sekundär, autigen im Gestein kristallisiert. Auch diese Unterscheidung ist nötig, wenn man etwa aus dem Nebeneinandervorkommen mechanisch deformierter und rekristallisierter Körner von M in einer Gefügedeformation auf deren parakristallinen Charakter schließen will; dieser Schluß ist nur zulässig, wenn die mechanisch deformierten Körner autigen kristallisierte Körner sind (siehe unten).

Vorkristallin heißt eine Gefügedeformation, welche in bezug auf Mineral M mechanisch unversehrt oder unzureichend deformiert im deformierten Gefüge liegt und sich zeigt, daß es nicht etwa als relativ starres Korn bei der Gefügedeformation mechanisch geschont wurde, sondern seine Unversehrtheit auf eine zeitlich nach der Gefügedeformation oder während der Gefügedeformation stattgehabte, diese zeitlich überdauernde Kristallisation zurückgeht. Parakristallin sind also jene seltener als die vorkristalline Deformation nachweisbaren Gefügedeformationen, bei welchen sich Kristallisation von M und Gefügedeformation zeitlich überlagert. Der Nachweis parakristalliner vorkristalliner Deformationen ist unselten möglich, zum Beispiel durch nebeneinander vorkristallin und nachkristallin deformierte Körner von M in der Gefügedeformation oder durch Umwachsung mechanisch deformierter M-Körner durch neukristallisierte Körner von M (Protoklase in genauer und allgemeiner Definition) oder im Falle parakristalliner Deformation des Gesamtgefüges in der Umwachsung

(si) oder Verkittung (Blastomylonite) älteren mechanisch deformierten Gefüges durch M.

Im folgenden ist der im Gefüge kristallisierte neue Albit (Verzweigung; si) als „n-Albit“ bezeichnet.

Kalkphyllite von Tux bis Brenner („Obere Schieferhülle“).

1. **Typische Kalkphyllite.** Teilweise rekristallisierte B-Tektonite von Natronarkosen mit allotigenem und autigenem Albit, allotigenem und autigenem Quarz, allotigenem Eisendolomit, autigenem Kalzit, allotigenem und autigenem Hellglimmer. Gemeinsame feinbrecciöse Fazies identifizieren diese Kalkphyllite mit der Tarntaler Breccie im Radiolarit: Jura.

Für alle Achsenlagen von W—E bis N—S gilt die Regel: Nachkristallin bezüglich Glimmer — dies und nicht eine Diaphthorese bedingt den Phyllonitcharakter der Kalkphyllite —, vorkristallin und parakristallin bezüglich Kalzit, Quarz, n-Albit. Diese Regel gilt auch in Fällen gekreuzter, ungleich alter B auf demselben s. Die gesamte tektonische Deformation der Kalkphyllite fällt in einen Zeit-Raum-Bereich fast ohne Hellglimmerkristallisation, aber mit Kristallisation von Quarz, Kalzit und n-Albit. Letztere Kristallisation bemerken wir auch in undurchbewegten Tarntaler Jura-breccien, einer Fazies des Kalkphyllits. Mithin sind diese Kristallisationen durch die tektonische Durchbewegung vielleicht gefördert, nicht aber bedingt.

2. **Begleiter der Kalkphyllite.** Kalkmarmore; Quarzite; weiße Chlorit-Chloritoidphyllite; Radiolarite mit und ohne neue Natronminerale; Kalkphyllonite der Lizum; Natronarkosen Junsjoch, Lizum.

Bei den Marmoren ergibt sich keine Unterscheidbarkeit der Achsen hinsichtlich der Kristallisation und gleiches Verhalten wie im Kalkphyllit, wie zu erwarten. Besonders tritt parakristalline Deformation des Kalzits dieser geregelten Marmore hervor mit gelegentlich deutlicher nachkristalliner Deformation als letzte symmetriekonstante Überprägung.

Quarzite. Keine Unterscheidbarkeit der Achsen bezüglich Kristallisation, zum Beispiel W—E und N—S vollkommen gleichermaßen nachkristallin bezüglich Hellglimmer und Quarz, parakristallin bezüglich geregelten Quarzgefüges. Alle Achsen sind nachkristallin bezüglich Hellglimmer, parakristallin bezüglich geregelten Quarzgefüges.

An der mehr oder weniger reinen Marmor- (Kalzit-Hellglimmer) und Quarzit- (Quarz-Hellglimmer) Fazies der Kalkphyllite ist, wie am Kalkphyllit selbst, nachkristalline Deformation des Glimmers neben nachkristalliner + vorkristalliner = parakristalliner Deformation des geregelten Kalzits in Kalzit- und „Quarz in Quarz“gefüge bezeichnend.

Weißer Phyllite mit Chlorit- und Chloritoidtöpfeln. Einige Achsen aus Ebene NW—SE im Tuxer Tal erwiesen sich als nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Chlorit und Chloritoid.

Phyllonite mit Chlorit, Albit, Epidot, Hornblende. Vereinzelte Fälle solcher (im Gegensatz zur Hochfeilerhülle) in der Tuxer Hülle selteneren basischen Einlagerungen zeigten B nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Chlorit, Hornblende, Epidot und Apatit; in allen

(drei) Fällen war die tektonische B-Durchbewegung (darunter auch eine steile Achse 32 N—E), wie bei den Kalkphylliten, in welchen diese Gesteine liegen, von Albitkristallisation begleitet, also parakristallin bezüglich n-Albit (si).

Radiolarite. Als solche stehen hier meist tonig-kieselige, gelegentlich aber auch kalkphyllitische Schiefer, Hämatitquarzite mit den unsehrten wohl erhaltenen oder eindeutig auf solche rückführbaren Radiolarien (Gebiet der Lizumer Alm). Zu ihnen gehören auch die Tonschiefer und Quarzite mit Arfvedsonit (und Akmit) unter dem Serpentin des Reckners. Wie in den Kalkphylliten, so sind in den Radiolariten B-Achsen jeder Achsenebene von W—E bis N—S vertreten, und zwar bei den Kalkphylliten vorzugsweise auf mittelsteilen, bei den Radiolariten auf flachen s.

Im ganzen ergibt sich für die Radiolarite kein eingreifender Unterschied im Verhältnis Deformation zur Mineralkristallisation für die verschiedenen Achsenlagen. Im Schema gilt für alle: nachkristallin bezüglich Glimmer, vorkristallin und parakristallin bezüglich Quarz, Albit, Kalzit. Von den Natronmineralen ist n-Albit mit si, wie immer, am spätesten noch kristallisationsfähig und überdauert alle Prägungen. In zwei Ausnahmefällen unter fünfzehn Achsen mit Natronmineralen fanden sich auch die Natronminerale mechanisch deformiert (südlich Reckner, W—E-Achse). Nicht nur die besonders reichlich vertretenen N—W-Achsen, sondern auch WSW—ENE- und SW—NE-Achsen sind von der Natronmineralisation überdauert. Man findet Tremolit noch nachkristallin deformiert, den bei der Natronisierung Tremolite ersetzenden Arfvedsonit bereits unversehrt. Alle Prägungen sind vorkristallin, bisweilen nachweislich parakristallin in bezug auf die Natronminerale (n-Albit, Arfvedsonit, Akmit).

Wie bei den Kalkphylliten des Tuxer Tales, so bei den Radiolariten (Kalkphyllonite und Quarzphyllonite des Jura) des Lizumer Gebietes erfolgten alle Achsenprägungen unter den Bildungsbedingungen für dieselbe Mineralfazies. Fast keine Kristallisation von Hellglimmer; Kristallisation von Quarz, Kalzit und namentlich n-Albit, ferner von Chloritoid aus Eisenmagnesiumkarbonat im Zuge Tux—Gerlos und von Natronhornblende aus Tremolit im Gebiet des Reckner.

Kalkphyllonite der Lizum. Hierher einige gegenüber den Tuxer Kalkphylliten feinkörnigere und durchwegs nachkristallin deformierte Kalkphyllite des Lizumer Gebietes. Ihre Achsen verschiedener Lage (W—E, WSW—ENE, SW—NE, NNW—SSE, N—S) sind voneinander ununterscheidbar nachkristallin bezüglich Hellglimmer (auch sicher autigen), Quarz, Albit, ohne die für die Tuxer Kalkphyllite bezeichnende Kristallisation von Quarz, Albit, Kalzit.

Natronarkosen bis Quarzite Junsjoch, Eiskarl, Zirbnach, Hippold, Mieslkopf. Diese vertreten wie die Tarntaler Breccie und die Radiolarite als Fazies der Jurakalkphyllite diese in der Lizum. Auch diese Achsen verschiedener Lage (W—E, WSW—ENE, SW—NE, NW—SE) sind voneinander ununterscheidbar nachkristallin bezüglich Hellglimmer, Quarz, bis auf etwas Rekrystallisation an Quarz und Kalzit.

Was noch im besonderen die B-Achsen der Brennersenke betrifft, so wurden 13 Achsen untersucht: 9 Achsen in Ebene W—E westfallend ergaben mit Ausnahme einer gänzlich nachkristallinen Achse (Hellglimmerfilz, Kalzitfilz, geregeltes kataklastisches Quarzgefüge, also etwas Rekre-

stallisation) vom Padaunerberg, ebenso wie die Achsen WSW—ENE, WNW—ESE und NW—SE: nachkristalline Prägung in bezug auf Hellglimmer, vorkristalline Prägung in bezug auf Quarz, Kalzit, n-Albit, etwas ganz unzureichende letzte nachkristalline Prägung an Kalzit und ganz geringe Rekristallisation kleiner Hellglimmerschüppchen. Typischer aber an n-Albit sehr reicher Kalkphyllit von St. Jodok (Stafflerwand) zeigt die zu B (in W—E westfallend) gehörige Kleinfältelung als si aus Graphit, Quarz, Kalzit, von den nach der Prägung der B-Achse kristallierten Albiten umschlossen. Es besteht also auch im petrotektonischen Verhalten der Kalkphyllite kein Unterschied zwischen dem N-Rand und dem W-Rand der Tuxer Gneise.

Überblickt man sämtliche Kalkphyllite (Tux—Brenner, Lizum) und ihre Begleiter, also die Jurafazies, mit der Frage, ob sich die B-Achsen der Haupttrichtungen (W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NE—SW, NW—SE, NNW—SSE, N—S) voneinander in ihrem Verhältnis zu den Kristallisationen irgendwie unterscheiden lassen, so ergibt sich ohne Unterschied, bis auf eine etwas stärkere Rekristallisation der nachkristallin deformierten Hellglimmer in den B der Achsenebene NE—SW für alle B: nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Titaneisen, vorkristallin und oft nachweislich parakristallin in bezug auf Quarz, n-Albit, Kalzit (letzten unzulänglich nachkristallin nachgeprägt).

Quarzphyllit der Tuxer Voralpen. Quarzphyllit (Albitblastophyllonit), Kalkmarmore, Quarzit, Chloritschiefer; Granat-Stauroлит-Fazies (= Ötztal und Stubai); Untere Tauernhülle im Quarzphyllit (Albit-Karbonat-Fazies), Tauerngneis von Lans (Mikroclin-Blastomylonit).

1. Quarzphyllit im engeren Sinn. Im allgemeinen ein Albit-Blastophyllonit mit in bezug auf Glimmer nachkristalliner Umfaltung, welche die Glimmerhäute und damit den Phyllonitcharakter bedingt (nicht Diaphthorit!). Das Quarz-Albit-Mosaik ist im häufigsten Falle mechanisch unversehrt und füllt die gebogenen Glimmerstrahlen der B-Deformation, welche diesfalls vorkristallin, gelegentlich nachweisbar parakristallin gegenüber Quarz und Albit ist, jedenfalls überdauert von der Umkristallisation größerer Plagioklase in Quarz-Albit-Mosaik. In anderen Fällen ist die Deformation auf Glimmer nachkristallin vollzogen oder fortgesetzt als das Quarz-Albit-Mosaik vorhanden war und als versteifte Stelle weiterer Durchbewegung entzogen, also „geschont“ blieb. Im Gebiete der Lizum, am Hohen Nopf (Schmirntal) und am Brenner finden sich restlos nachkristallin deformierte Quarzphyllite unweit von Triaseinfaltungen. An den mit Trias verfalteten Quarzphylliten westlich des Brenners hat F. FUCHS (Jahrb. d. Zweigst. Wien f. Bodenf.) an meinem Materiale des Innsbrucker Quarzphyllits J. LADURNER (unveröffentlicht) abwickelbare Falten in bezug auf Quarz nachgewiesen. Damit sind auch in bezug auf Quarzgefüge Biegefallen der Quarzphyllitumfaltung und Phyllonitisierung nachgewiesen, und es ist meine Auffassung gegenüber der Annahme von Scherfaltung bei der Phyllitumfaltung neuerlich bestätigt. B-Achsen in Achsenebene W—E (17) nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Biotit, Titaneisen, Chlorit, Granat, Turmalin (Quarz, „Quarz-Albit-Mosaik“ als Ganzes). Die vollständig nachkristallin geprägten B-Achsen, Lizum und Brenner, sind nachkristallin auch in bezug auf Quarz, Albit, Karbonat. Vorkristallin sind diese B-Achsen bezüglich Quarz-Albit-Mosaik mit kleinsten Hellglimmerschüppchen, nach-

weisbar parakristallin in Einzelfällen bezüglich n-Albit, Chlorit, Quarz, Karbonat, was zu den typischen Einlagerungen von Unterer Tauernhülle im Quarzphyllit überleitet. Dasselbe gilt von 5 Achsen in WSW—ENE, von 5 Achsen in WNW—ESE, von 4 Achsen in NE—SW, 3 Achsen in NW—SE, 5 Achsen in N—S, 3 Achsen in NNE—SSW. Wie bei Kalkphyllit ergibt sich auch bei Quarzphyllit keine Unterscheidbarkeit der Achsen verschiedener Achsenebene nach dem Verhältnis Deformation zu Kristallisation. Diese Ununterscheidbarkeit ließ sich in einem Falle gekreuzter Achsen W—E (älter, Feinfältelung) und NE—SW (jünger, Zentimeterfaltung) auch am selben Handstück sehen.

2. Untere Tauernhülle in Quarzphyllit. Muskowitgneis mit Albit, Albit-Karbonat-Hellglimmerschiefer, Albit-Karbonat-Phyllonit, Albitphyllite, Albit-Chlorit-Epidotschiefer. Mit unterer Schieferhülle der Tauern mineralfaziell übereinstimmende Typen und petrographisch identisch mit unterer Tauernhülle, wenn im Gegensatz zum Quarzphyllit auch der Hellglimmer unversehrt ist. Alle 5 B in W—E sind kräftig nachkristallin in bezug auf Hellglimmer, Biotit, Chlorit (Hornblende, Quarz, n-Albit, Epidot), vorkristallin bezüglich Quarz, Albit, Kalzit. Ebenso die Achsen in WSW—ENE nachkristallin wie W—E und außerdem bezüglich Titaneisen, Turmalin, vorkristallin bezüglich Quarz, Albit, Karbonat. Die Achsen in NE—SW und NNW—SSE sind vollkommen vorkristallin (bezüglich Hellglimmer, Albit, Chlorit, Quarz, Karbonat); ohne nachkristalline Deformation zu B. Diese Achsen entstammen alle drei dem hinteren Voldertal (Steinkaser), die nachkristallin deformierten aber der Brennersenke.

3. Granat-Stauroolith-Albit-Fazies. In dieser Fazies sind weit verbreitete Gesteine von Stubai—Ötztal am Aufbau des Quarzphyllitgebietes beteiligt, vor allem am Patscherkofel—Glungezer, wo sie mit Gabbroamphibolit des Quarzphyllits (Tuxer Joch, Brixner Quarzphyllit, Klausen, Penser Tal, Weißhorn bei Pens) verbunden sind. Es ist (Rosenjoch, Penken, Steinkogel im Pinzgau) nicht bei allen Vorkommen leicht, zwischen der Albitfazies Typus Untere Tauernhülle und Albitfazies Typus Stubai—Ötztal—Alte Gneise (auf Blatt Sterzing—Meran) zu entscheiden. Dies kann nicht befremden, wenn man die Beteiligung letzterer Fazies an der Unteren Tauernhülle des Hochfeiler, die Gleichstellung älterer Gneise des Ötztals und älterer Tauerngneise (1911, Denkschr. Akad. Wien) und die Vertretung typischen Quarzphyllits in der Unteren Tauernhülle (Dannelscharte, Hochfeiler, Tuxer Gneise) bedenkt; es liegt eben in der Unteren Tauernhülle dasselbe vortektonische Ausgangsmaterial mit später oft divergierendem petrotektonischem Schicksal vor. Hier ist nur von der ausgesprochensten Granat-Stauroolith-Albit-Fazies die Rede, deren Identifizierung mit Stubai Schiefer nicht nur wegen der Mineralfazies, sondern auch wegen der bis ins einzelne gehenden Gleichheit der ungemein gliederbaren Entstehung des petrotektonischen Gefüges (vgl. Falte vom Sonntagsbergl bei der Pichlerhütte, Jahrb. Reichsanst. Wien, 1914, S. 614) unabweislich ist.

Alle Achsen (in NE—SW, W—E, N—S) verhalten sich gleich, nämlich nachkristallin bezüglich Stauroolith, Disthen, Granat, mehr oder weniger Hellglimmer und Biotit, Titaneisen, vorkristallin bezüglich Quarz und n-Albit und mehr oder weniger Hellglimmer und Biotit. Vielleicht in NE—SW etwas mehr nachkristalline Glimmerdeformation als in den anderen Fällen. Bezeichnend aber ist bezüglich der Glimmer gegenüber den

Glimmern der Quarzphyllite einerseits die mehr oder weniger vollständige vorkristalline Deformation, andererseits die zu den Phylloniten überleitende mehr oder weniger nachkristalline Deformation der Glimmer. Staurolithe und Granaten bergen undeformiertes si, welches gelegentlich zur Zeit der Staurolithbildung schon den Zustand des heutigen se erreicht hatte. Die B-Achsen erzeugende Deformation (Faltung) erfolgt gelegentlich zeitlich zwischen zwei Kristallisationen: 1. Kristallisation: Staurolith, Granat, Biotit, Hellglimmer, Quarz; Prägung der B-Achse. 2. Kristallisation: Quarz, Albit, Biotit, Hellglimmer. Es ist dieselbe Deformation, welche einmal mit, einmal ohne Rekristallisation bei Glimmer erfolgt (Patscherkofelkuppe). Gelegentlich findet man Quarzgefüge schon vor der Staurolithbildung geregelt, von Staurolith umschlossen und Albitkristallisation von der ältesten bis zur letzten Zeit der Gefügebildung, so daß auch noch die Staurolithbildung in die Mineralfazies der Albitbildung hineinfällt. Immer aber ist auch hier wie in den Quarzphylliten und Kalkphylliten Albit das Mineral, dessen Kristallisation die Deformationen am deutlichsten überdauert und alles Deformierte als si umschließt. Was immer die Bewegungsbilder größerer Bereiche sind, sicher ist, daß die im Quarzphyllit auftretenden, im Stubai- und Ötztal viel stärker vorwaltenden Staurolith-Albit-Fazies ihre gesamte Durchbewegung und ihre tektonische Stellung im Bewegungsbild in bezug auf alle Achsenprägungen, beziehungsweise Einspannungen SW—NE, W—E, N—S vor und während der Albitkristallisation erhielten, und zwar sowohl im Quarzphyllit der Tuxer Voralpen als im Stubai- und Ötztal, sowie der Quarzphyllit selbst. Mit diesem sind sie durch diese paralbitische Tektonik, also ein hierin gemeinsames petrotektonisches Schicksal, verbunden, in welchem sie allerdings häufig (im Gegensatz zu den Phylloniten) Rekristallisation der Glimmer und Kristallisation von Staurolith, Granat, Disthen erfuhren. Sie sind mit Quarzphyllit auch durch Mischtypen und Übergänge verbunden, und zwar im S als Laasergesteine, in der Hochfeilerhülle, im Gebiet des Inntaler Quarzphyllits und voraussichtlich auch im Gebiet Stubai—Ötztal, in welchem sich bei genügend eingehender Schliiffuntersuchung auch Quarzphyllit, das heißt Albitphyllonit unserer Kennzeichnung unterscheiden lassen wird.

4. Tauerngneis von Lans in Quarzphyllit. Dieser BECKES klassischer Schilderung der Mineralfazies eines Orthogneises der Tauern Wort für Wort entsprechende Tauerngneis liegt als syntektonisch mit dem Blastophyllonit „Quarzphyllit“ geprägter Blastomylonit im Innsbrucker Quarzphyllit. Er zeigt ohne jeden Unterschied zwischen den häufigen NW—SE-Achsen und einer W—E-Achse B nachkristallin in bezug auf Hellglimmer und Kaliefeldspat auch bereits randlich albitisierte Kaliefeldspate zerbrochen und die Rupturen jünger als die weitverbreitete randliche Albitisierung; B vorkristallin in bezug auf alle Minerale außer den großen dunklen Kaliefeldspaten (Mikroklin), deren Rupturen mit korrespondierenden Trümmergrenzen sie mit mechanisch unversehrtem Gefüge füllen. Also vorkristallin in bezug auf Hellglimmer, Quarz, n-Albit und die Rupturen füllenden Mosaiks: Albit + Orthoklas + Quarz; Quarz + Hellglimmer + Albit; jüngerer Mikroklin + Albit; Quarz + Kalzit; normales, mechanisch unversehrtes Grundgefüge des Gesteins, in welchem Grundgefüge eben die zerbrochenen Mikrokline mit vielfach noch korrespondierenden Trümmergrenzen schwimmen; Quarz + Hellglimmer + Albit-

mosaik, welches zerbrochene und auch an den Bruchrändern wieder albitisierte Mikrokline verheilt. In bezug auf s und B und in bezug auf alle Minerale parakristalline blastomylonitische Tektonite der Albitisationszeit. Diese Tauerngneise sind hinsichtlich der Albitisation, aber auch hinsichtlich der Kristallisation von Mikroklin (große alte Mikrokline und kleine neue in deren Rupturen) und Glimmer protoklastische Blastomylonite, womit die Protoklastik definiert, aber nichts über eine „erste Erstarrung einer Schmelze“ ausgesagt ist. Zur Kennzeichnung dieser Protoklastik dient auch si aus Quarz und Hellglimmer in Quarz und in n-Albit. Ein Parallelflächengefüge war also schon vor der Kristallisation von Quarz und Albit vorhanden, ja si aus Quarz schon vor dem fleckigen Kalinatronfeldspat. Mikropegmatit findet sich randlich albitisiert, dann zerbrochen, dann neuerdings randlich albitisiert, dann mit Quarz und Kalzit verheilt. Es sind also Blastomylonite von der Kalifeldspat- bis zur Kalzitkristallisation, besonders aber während der alles durchdauernden und überdauernden Albitkristallisation. Dies gilt in bezug auf die Achsen in NW—SE und in W—E. Ein dem Lansergestein im übrigen vollkommen gleiches vom Kaiserbrünnl, Hintertux, ist nachkristallin deformiert in bezug auf alle Minerale außer Quarz und nur hinsichtlich Quarz ein Blastomylonit.

Quarz des Quarzphyllits zeigt am Grafarter B nachkristallin bezüglich Hellglimmer, parakristallin bezüglich Quarz mit Lamellen und Überindividuen; ebendort auch geregeltes, also wohl parakristallines Quarzgefüge eines Quarzitgraphits. Gänzlich nachkristallin deformiert sind dagegen die Quarzite der Brennergegend (Graphitquarzit unter Sattelberghaus und Felperbach bei Steinach) sowohl WSW—ENE als SW—NE.

Rein nachkristallin deformiert ist ein Kalkmarmor von Astegg mit B NE—SW.

Von basischen Einschaltungen im Quarzphyllit zeigt ein Andesin-Chlorit-Schiefer (Diabas) mit Achse in W—E und in SW—NE gänzlich nachkristalline Deformation in bezug auf den primären Andesin und den Chlorit und keine Albitbildung. Ein Biotit-Epidot-Albit-Schiefer mit B in W—E hat B nachkristallin in bezug auf Biotit, Titaneisen, Epidot, vor-kristallin in bezug auf Quarz, Karbonat und n-Albit, dessen Kristallisation alles andere überdauert. Albit kristallisiert nach und während der Prägung von B und entstand nicht vor der Phyllonitbildung oder vor einem tektonischen Transport. Es handelt sich also nicht etwa um eine tektonische Einschaltung einer aus der Nähe der Tauerngneise verschleppten Albitfazies der Unteren Tauernhülle, sondern um dieselbe syntektonische oder nachtektonische Albitbildung wie sie die Albitphyllonite „Quarzphyllit“ zeigen. Auch der Albit-Chlorit-Phyllonit vom Rosenjoch gehört hierher.

Versucht man das petrotektonische Verhalten, das heißt das typische Verhältnis von Deformation zu Kristallisation der Einzelminerale in den B-Achsen erstens verschiedenen Achsenrichtungen, zweitens verschiedenen Gesteinsarten, drittens verschiedenen Arealen des kartierten Gebietes zuzuordnen, so ergibt sich:

1. Eine Zuordenbarkeit zu den verschiedenen Hauptrichtungen der B-Achsen, also zu den wesentlich einengenden Prägungen aus verschiedener Richtung, besteht nicht.

2. Auch eine Zuordenbarkeit bestimmter petrotektonischer Verhalten an bestimmte vortektonisch verschiedene Ausgangsmaterialien (Gesteine)

läßt sich nicht erkennen, wobei allerdings zu beachten ist, daß die für diese Frage erwünschten Gesteinsanalysen nicht vorliegen. Fest steht, daß alle Gesteinsarten des Quarzphyllitgebietes unter den Bedingungen der Albitkristallisation deformiert wurden wo sie nicht mit Mesozoikum verfaltet sind.

3. Dieser Einheitlichkeit des petrotektonischen Verhaltens und damit der geologischen Deformationsbedingungen für verschiedene Achsen- und Ausgangsgesteine stehen Verschiedenheiten des petrotektonischen Verhaltens an verschiedenen Stellen des Kartenbildes gegenüber.

Welchen Stellen und geologischen Bedingungen diese Verschiedenheit des petrotektonischen Verhaltens zugeordnet ist ergibt sich folgendermaßen:

Im Innsbrucker Mittelgebirge finden wir parakristalline Blastomylonite (Tauerngneis am Lanser Moor), während Albitkristallisation deformiert, eingebettet in vorkristallin deformierte Blastophyllonite, ebenfalls während Albitkristallisation deformiert.

Auch die tektonische Deformation der Stubai Schiefer der Patscherkofelkuppe ist von der Albitkristallisation überdauert, aber auch Glimmerkristallisation überdauert dort oft die Deformation: Nichtphyllonite sind typisch. Es ist bezeichnend, daß am Patscherkofel die Lagerung unten Quarzphyllit (also Albitphyllonite, nicht etwa Diaphthorite), oben Stubai Kristallin mit rekristallisierten Glimmern (Nichtphyllonite), wie immer sie zustande kam, jedenfalls bei überdauernder Albitkristallisation in beiden Gesteinen zustande kam, und mit Übergängen zwischen beiden Gesteinen, was das Verhalten der Glimmer angeht.

Mit großer Gleichförmigkeit auch des Schlibbildes herrschen gegen O und S normale Albitphyllonite, bis auf die Schiefer des Rosenjochs und auf nichtphyllonitische Untere Tauernhülle im Hinteren Voldertal (Steinkaser), mit kaum deformierten Glimmern.

Am S-Ende des Quarzphyllits gegen Kalkphyllit tritt nachkristalline Deformation nicht nur wie bei allen Albitphylloniten am Glimmer, sondern auch bei Quarz und Albit stärker hervor. Es ist das Gebiet der Verfaltung des Quarzphyllits mit Mesozoikum (Mieslkopf, Lizum), und in der Lizum wird es besonders deutlich, daß die Verfaltung der Quarzphyllite mit der Trias nicht von der für die normalen Quarzphyllite (Albitphyllonite) und deren tektonischen Deformation bezeichnenden Albitkristallisation begleitet und überdauert war.

In diesen Gebieten handelt es sich um stärker als im Albit-Blastophyllonit nachkristallin deformierte Achsen folgender Ebenen: W—E, SW—NE und einmal WSW—ENE. Auch die seit KERNER bekannten Verfaltungen zwischen Quarzphyllit und Trias am Brenner sind nach F. FUCHS gänzlich nachkristallin erfolgt und mit abwickelbaren Quarzfalten in Achsen der NW—SE- und der SW—NE-Ebene.

Eine deutliche Vertretung vollständig nachkristallin deformierter Quarzphyllite neben blastophyllonitischen tritt ferner in der Zone tektonischer Triaseinschaltungen Hinterschirm—Hintertux—Astegg hervor, wobei es sich um Achsen in SW—NE und N—S handelt.

Auch an der Brennerlinie ist eine im Vergleich zu normalen Blastophylloniten stärker nachkristalline Deformation der Quarzphyllite über den Kalkphyllit deutlich an Achsen in W—E, SW—NE und WSW—ENE.

Zusammengefaßt ergibt sich: Die mit Mesozoikum verfalteten Quarzphyllite und die Quarzphyllite über dem Kalkphyllit am Brenner sind nicht nur in bezug auf Glimmer, wie die normalen Albit-Blastophyllonite, sondern auch in bezug auf Quarz, Kalzit, Albit nachkristallin deformiert und nicht rekristallisiert. Die Verfaltung mit Trias und die Prägung der W-fallenden Achsen der Quarzphyllite an der Brennerlinie ist zwar mit gleichen Achsen, aber unter anderen Bedingungen erfolgt, als die tektonische Prägung der Hauptmasse des Quarzphyllits, welche letztere einem nochmaligen Auftauchen der Tauern, beziehungsweise ihrer Hülle entspricht und ihre vorkristalline tektonische Prägung unter bis ins einzelne gleichen Bedingungen erhielt wie die vorkristallin tektonisch geprägten Schiefer von Stubai.

Die Bedingungen für die stark nachkristalline Prägung der mit der Trias verfalteten Quarzphyllite waren vielleicht durch geringere Rindentiefe der Durchbewegung, vielleicht durch vorgeschrittene Inaktivierung granitisierender Tiefenherde geologisch gegeben, petrographisch jedenfalls durch geringe Albitmobilisation.

Tuxer Grauwacken. Kalinatronarkosen mit Porphyroiden und Geröllführung mit und ohne Karbonat, welche ich schon seit dreißig Jahren neben die Grauwacken der steirischen Grauwackenzone stellte. Allotigener staubiger Kalifeldspat, allotigener gefüllter Albit sind mechanisch deformiert, ersterer ohne gleichphasige Rekristallisation, letzterer als n-Albit rekristallisiert (wie im Quarzphyllit). Die Porphyroide sind nachkristallin deformierte Quarzporphyre ohne jede Rekristallisation. Die verschieden gelegenen Achsen (in W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NW—SE, NNW—SSE) sind, ohne sich hierin voneinander zu unterscheiden, nachkristallin deformiert in bezug auf Hellglimmer und Allotigene, namentlich Kalifeldspat, vorkristallin deformiert in bezug auf Quarz, n-Albit, Quarz-Albit-Glimmer-Mosaik (Kalzit). Die Gesteine sind hinsichtlich aller Achsen parakristalline Blastomylonite und Blastophyllonite; als solche können sie vom Quarzphyllit (Albitphyllonit) ununterscheidbar werden. Nimmt die Rekristallisation zu und rekristallisieren auch die Glimmer (Dettenjoch), so erfolgt damit der Übergang zu den kristallinen Arkosen der Unteren Tauernhülle, welche ich stratigraphisch seit 1911 als tauernkristalline Grauwacken betrachtet habe.

In ihrem Verhältnis zwischen tektonischer Deformation und Kristallisationen, also in ihrer tektonischen Fazies und damit auch in ihrer tektonischen Vergangenheit, gehören die Tuxer Grauwacken mit den Blastophylloniten (Albitphylloniten) des Quarzphyllits zusammen; beider Verfahren sind in der Unteren Tauernhülle, also näher den Graniten, in vorkristallin deformierter tektonischer Fazies vertreten.

Örtlich, am Kleinen Kaserer, finden sich die Achsen WSW—ENE und WNW—ESE vollständig nachkristallin deformiert in Begleitung ebenfalls vollständig nachkristallin deformierten Marmors. Auch für die Grauwacken tritt also, ganz wie wir das für den Quarzphyllit feststellen können, gänzlich nachkristalline Prägung, nicht einer Achsenrichtung zuordenbar, auf, aber an Stellen der Verfaltung mit Trias (Schöberspitzen). Abwickelbare Fallen aus geregeltem Quarz und mit Quarzregelung syngenetische, stärkstens nachkristalline Deformation des Kalzitgefüges finden sich. Wie im Quarzphyllit ist der Verfaltung mit Trias keine Rekristallisation der

deformierten Gefüge gefolgt, und keine Kristallisation hat diese Verfallung und ihre Teilbewegungen begleitet, während dies für die anderen Bereiche der Tuxer Grauwacken ganz in derselben Art wie für Quarzphyllit der Fall war. Nachkristallin deformierte Grauwacke findet sich neben nachkristallin deformiertem Quarzphyllit auch am Grafmarter, und es zeigt sich, daß diese Deformation einen kleinen Aplitgang in der Grauwacke, welcher neben die Albit-Turmalin-Pegmatite der Grauwacke zu stellen ist, bereits vorgefunden hat.

Untere Schieferhülle der Tuxer Gneise. Die tauernkristalline Fazies der Kalinatronarkosen (Tuxer Grauwacken). Örtlich (Riffler Höhlner) entsteht vollständig typischer albitphyllonitischer Quarzphyllonit als deren tektonische Fazies.

Achsen in W—E finden sich im Hangenden der Tuxer Zone sowohl vollständig vorkristallin (besonders Hinteres Valser Tal) als blastomylonitisch parakristallin (Vals) und blastophyllonitisch, nachkristallin deformiert bezüglich Glimmer, vorkristallin deformiert bezüglich Quarz, Albit, Kalzit und etwas Hellglimmer (Sillesköpfl am Brenner). Die Achsen in WSW—ENE sind alle parakristallin blastophyllonitisch deformiert; die Achsen in NW—SE teils rein nachkristallin, teils rein vorkristallin. Es besteht demnach auch bei diesen Gesteinen kein deutlicher Zusammenhang zwischen Achsenrichtung und dem Verhältnis zwischen Deformation und Kristallisation.

Gekreuzte Achsen sind besonders am Sillesschartl häufig, also an der Stelle zwischen W-Rand und N-Rand der Tuxer Gneise. Hier ist an einem Hellglimmerschiefer mit Albit die Achse in NW—SE die ältere und vorkristallin in bezug auf Hellglimmer, Quarz, Albit, die Achse in W—E ist die jüngere und nachkristallin in bezug auf Hellglimmer. Aber gleich an einem anderen Stück ist die Achse in NW—SE nachkristallin in bezug auf Glimmer, Albit, Tremolit und Epidot mit etwas parakristallinen Zügen bezüglich Albit und Epidot. In einem anderen Falle hat die Achse in WNW—ESE gänzlich vorkristalline Hellglimmerfältchen, die Achse in NE—SW parakristalline bis nachkristalline Hellglimmerdeformation, vorkristallin bezüglich n-Albit und Quarzmosaik.

In der regionalen Verteilung tritt vorkristalline Deformation der Achsen im Hinteren Valser Tal hervor gegenüber nachkristalliner und vorkristalliner Deformation am Sillesschartl, also bei Annäherung an den Brenner.

Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau.

Von **Wilhelm Hammer.**

Bei der Beschreibung des N-Randes des Zentralgneises im Gerlostal habe ich die Vermutung ausgesprochen (1), daß die im Schönachtale in den Zentralgneis eindringenden Schieferkeile und die ihnen folgenden Bewegungsspuren mit der Aufspaltung des Zentralgneises in die bekannten großen Gneiszungen der Sulzbachtäler und des Habachtales in Verbindung zu bringen seien, also eine Loslösung randlicher Zentralgneisteile erfolgt sei. Die schon von F. LÖWL (2) beschriebenen Quetschzonen im Zentralgneis bei den Krimmler Wasserfällen und jene bei der Söllental im Krimmler Tal geben Anhaltspunkte dafür, ebenso L. KÖBLER (3) Beobachtungen im Obersulzbachtal; doch fehlten noch für beträchtliche Verbindungsstrecken einschlägige Beobachtungen.

1938 schloß H. DIETIKER (4) aus Handstücken, die NEHER am Kamme westlich des Krimmler Tales, zwischen Steinkarkopf und Roßkarkopf*) gesammelt hat, daß die parakristalline Schieferzone („Kirchspitzkristallin“) zwischen Hangergneis und Ankenspitzzgneis östlich des Wildgerlostales ihre Fortsetzung über den genannten Bergkamm bis ins Krimmler Tal findet und bringt dies auch in einer Kartenskizze und einem Profil zur Darstellung. Die Handstücke sind nach DIETIKER Paragneise, Glimmerschiefer und dunkle Quarzite. Als Bestandteile des „Kirchspitzkristallins“ im Gerlostale gibt DIETIKER Arkosegneis als Hauptbestandteil, ferner ankeritführende Glimmerschiefer und weißlichgrünen, lagigen Gneis an, am Sedl im Wildgerlostal auch Chloritoidschiefer.

Im Sommer 1939 verwendete ich zwei Wochen dafür, in der Krimmler Zone den Zusammenhang der verschiedenen tektonischen und petrographischen Anzeichen von Bewegungsbahnen zwischen Wildgerlos und Obersulzbach zu erkunden.

Der Felskamm zwischen Steinkarkopf und Roßkarkopf besteht nach meinem Befund aus Zentralgneis, der von Verschieferungszonen durchsetzt ist. Gleiches zeigt der breite Felsrücken zwischen Wildkarhütte und Wildkarsee und ebenso der Felssporn, der Roßkar und Seekar trennt, besonders an seiner N-Seite am Ausgang des Roßkars. Vom Steinkarkopf nordwärts herrscht porphyrischer, wenig oder gar nicht parallel struierter Zentralgneis, dasselbe gilt auch für den Grat südlich des Roßkarkopfes und das Seekar.

*) Alle Ortsangaben dieses Berichtes sind der Zillertalerkarte (1:25.000) des Deutschen Alpenvereines, östliches Blatt, entnommen.

Die Verschieferungszonen sind schmal und die verschieferten Gneise stets durch allmählichen Übergang mit dem normalen Zentralgneis verbunden, die Verschieferung steigt stellenweise bis zur Entwicklung grau-grüner, phyllitischer Schiefer, die im Querbruch aber meist noch dünne, weiße, aus zerdrücktem Feldspat hervorgegangene Flaserchen aufweisen. Stark und schwach durchbewegte Gneise wechseln vielfach miteinander ab und sind engstens miteinander verbunden. Die verschieferten Lagen zeigen zum Teil noch 2 bis 5 mm große Reste der Feldspateinsprenglinge des Porphyrgneises und einzelne noch größere Quarzkörner eingebettet in die glimmerreichen Fläsern.

In der Verschieferungszone treten auch aplitische Gneislagen dort und da auf.

Einschaltungen sicher parakristalliner Glimmerschiefer oder Gneise konnte ich nicht feststellen. Arkosegneise können zwar bei starker Tektonisierung in ebensolche Phyllonite wie die hier vorkommenden umgewandelt werden, der allseitige enge Verband mit dem normalen Zentralgneis und ihre oftmalige Wechsellagerung mit ihm läßt aber die Herleitung der Phyllonite aus diesem weitaus wahrscheinlicher erscheinen, zudem auch keine Lagen von unveränderten Arkosegneisen zu sehen sind. Der ganze Komplex macht durchaus den Eindruck einer durch stärkere Durchbewegung lagenweise stark verschieferten Zone von Zentralgneis.

Das Streichen in der Verschieferungszone verläuft gegen ONO, im oberen Seekar nähert es sich mehr OW, das Fallen pendelt wenig um die saigere Stellung.

Dieser Lagerung entsprechen als Fortsetzung der gleichen Gesteinslagen jene bei den Krimmler Wasserfällen, wo sie zwischen mittlerem und unterem Fall, besonders an der rechten Talseite, gut zu sehen sind. Bemerkenswert sind hier die schon Löwl bekannten weißen, feinblättrigen bis dünntafeligen Muskowitschiefer, die aus aplitischen Lagen im Gneis hervorgegangen sind und eine gesonderte Stellung gegenüber den anderen Phylloniten einnehmen. Letztere entsprechen den Typen am westlichen Krimmler Kamm und lassen meist noch Reste der Feldspateinsprenglinge und Quarze des Porphyrgnitgneises erkennen, gehen stellenweise aber auch in phyllitische Formen über.

Das Streichen der Schichten wendet sich hier mehr gegen NO, besonders im Plattach. Nordöstlich davon im nächsten tiefen Taleinschnitt, dem Toifenbach, habe ich in der Richtung des Streichens keine Fortsetzung der Verschieferungszone gefunden, doch sind hier nur wenige Aufschlüsse und das Gehänge dicht bewaldet.

Im Krimmler Tal ist aber die Verschieferungszone beträchtlich breiter als zwischen Steinkar- und Roßkarkopf, da oberhalb der Schönangerlalmhütten, am Ausgang der Zirrinne, neuerlich Verschieferungslagen anstehen und bis zur Hibrunklamm mehrmals wieder anzutreffen sind. Es stehen weiße Muskowitaplitische und feinschieferige Serizitschiefer an, welche die Herleitung dieser Schieferarten von Apliten deutlich machen, daneben auch die anderen Zentralgneisphyllonite. Das weitaus vorherrschende Gestein in den Felswänden bleibt der porphyroide Zentralgneis. Die gleiche Gesteinsfolge begegnet man wieder am Rücken von den oberen Wasserfällen zur Achsel-Jagdhütte.

In der Fortsetzung des ONO-Streichens der oberen Schieferzone des Wasserfallgebietes erscheinen einige schmale, tektonisierte Gneislagen im Krimmler Rinderkar, im felsigen Gehänge zwischen der Baumgrenze und dem Karsee.

Zuunterst sind aplitische Gneise stark verbreitet neben stark verschieferten glimmerreichen Gneisen, die stellenweise in phyllitische Fazies übergehen, Fasern zerdrückter Feldspate im Querbruch zeigend, dann folgen Porphyrgnitgneise und nahe der Seeschwelle wieder mehr verschieferte Lagen; Streichen ONO, nahezu saiger, meist sehr steil N-fallend.

Die aplitischen Lagen sieht man an der westlichen Talseite zum Kamm gegen das Krimmler Tal ansteigen, auf der östlichen Talseite überschreiten sie den Kamm südlich des Federspitzls und streichen in nordöstlicher Richtung in das Sulzauer Rinderkar, wo sie an den Felsstufen bei P. 2020 und am Gehänge südlich davon bis zum Talhintergrund anstehen, teilweise dünnshieferig mit serizitbelegten Schieferungsflächen, begleitet von stark verschiefertem Zentralgneis mit grüngrauen, dichtschruppigen Glimmerfasern, in denen kleine Feldspattrümmer, auch Fasern solcher, und rundliche Quarze eingebettet sind — gleich wie im Krimmler Rinderkar und Seekar. Vom Ausgang des Sulzauer Kars bis zum nördlichen Gneisrand verbreiten sich ungeschieferte oder nur schwach parallel struierte Gneise mit mäßigem bis geringem Biotitgehalt; auch grobkörnige, aplitische Lagen kommen vor. Allgemein sehr steile Aufrichtung der Schichten bei Vorherrschen von N-Neigung.

Damit ist der Anschluß an die Beobachtungen L. KÖLBLS im Obersulzbach erreicht, der den trennenden Schieferzug zwischen nördlicher und südlicher Sulzbachzone des Zentralgneises noch in Form von „Blättern stark injizierter und von breiten Zentralgneisbändern getrennter Gesteine“ (3, S. 43) bis auf den westlichen Hang des Obersulzbachtales verfolgen konnte.

Nach meinen Beobachtungen erscheint also der durch die nördliche Sulzbachgneiszunge und den Hangergneis als östlicher, beziehungsweise westlicher Endteil bezeichnete Randbereich des Zentralgneises von dem Hauptteil der Venedigermasse losgelöst, doch ist die Abtrennung vom Wildgerlostal bis Obersulzbach nicht mehr durch eine Einschaltung von Schieferhüllengesteinen hervorgehoben, sondern nur durch Scharen von locker im Zentralgneis verteilten Bewegungsflächen, an denen eine Phyllonitierung des Gneises in wechselndem Ausmaße erfolgt ist, und wird auch durch das Auftreten aplitischer Gneislager erkennbar gemacht. Wie an anderer Stelle schon ausgeführt (1) wurde, folgen die tektonischen Bewegungen annähernd einem ehemaligen Intrusionsverband.

Den mittleren der von O in die Venedigermasse eindringenden Schieferzüge hat bereits LÖWL bis ins Krimmler Tal verfolgt, wo die Schiefer nach seiner und KÖLBLS Darstellung schmal auskeilend im Zentralgneis östlich ober der Söllental endigen.

Es sind fast ausschließlich Grünschiefer verschiedener Art (Biotitchloritschiefer, Biotitpidotschiefer, Hornblendeschiefer mit und ohne Biotit u. a.), welche den Schieferzug zusammensetzen, die angrenzenden Orthogneise sind glimmerarme, aplitische, feinkörnige Granitgneise. Das Streichen geht ONO bei sehr steilem N-Fallen oder lotrechter Stellung.

Am tiefsten herab reichen Grünschiefer im Inneren Söllenkar, wo sie am oberen Ende des südlichen Astes der steilen Felsklamm, durch welche dasselbe entwässert wird, in ungefähr 2000 m Seehöhe im Zentralgneis auskeilen. Am ausgehenden Ende sieht man in dem glattgescheuerten Felsbett des Baches gut aufgeschlossen den Intrusivverband des Gneises mit den Grünschiefern. Der Granitgneis (ohne deutliche Parallelstruktur) dringt entlang der Schieferung in die Grünschiefer ein; teils grenzen beide scharf-randig aneinander, teils blättert der Grünschiefer sich randlich auf und verfließt in dünnen Fasern im Gneis. An einer Stelle ist am Grünschiefer-rand ein schmales, grünlichgraues, dichtes Salband mit kleinen, richtungslos gestellten Hornblendenädelchen entwickelt. Andernorts begleiten den Rand Linsen und Knauern von Rauchquarz, der auch quergreifend den klein-fälteligen Grünschiefer durchsetzt. Im Schiefer auslaufende Aplitadern finden mitunter eine Fortsetzung in abgesonderten, kleinen aplitischen Linsen. Der Intrusivverband ist in diesen Aufschlüssen durch keine spätere Tektonisierung verwischt worden.

Der N-Rand des Grünschieferzuges liegt am Kamm, der das Söllenkar vom Obersulzbachtal trennt, an den Schönrainköpfen (P. 2756) nördlich des Hüttltalkopfes und setzt sich ostwärts zum Hochfeldkopf fort, dessen S-Grat er halbwegs zwischen dem Gipfel und der Seekarscharte überschreitet. Die Lagerung ist die gleiche wie auf der Krimmler Seite. Am Kamm Seekarscharte—Hüttltalkopf treten in der Randzone der Grünschiefer tafelige, feinkörnige grünlichweiße Schiefer auf, auf deren Tafelflächen neben zahlreichen winzigen Biotitschuppen längliche, manchmal rechteckig umgrenzte Biotitnester von ± 1 cm Länge auftreten in annähernd paralleler Ausrichtung. Sie erinnern an die Biotitpseudomorphosen nach Hornblende in dem tonalitischen Zentralgneis des oberen Krimmler Tales. Seltener und undeutlicher ausgebildet sind gleich große reinweiße Flecken (dünne Blättchen im Querbruch), die wohl umgeformten Feldspaten entsprechen. Es handelt sich also vielleicht um metamorphe porphyritische Gesteine (Diabasporphyrit?). In den obersten Felsen südlich der Seekarscharte steht ein Biotitgneis an, der ganz manchen Typen des Zentralgneises gleicht.

Wenn man die Lagerung der Schichten berücksichtigt, kann die Grenze Grünschiefer—Zentralgneis auf der Strecke Schönrainköpfe—Söllenkar-ausgang nicht entlang dem Schichtstreichen verlaufen, sondern muß es quer durchschneiden oder die Grünschiefer werden vom Gneis in einem vielfach ausgezackten Intrusivkontakt durchdrungen und abgeschnitten. Die Grünschiefer keilen also nicht konkordant zu den Schichtflächen im Gneis spitz aus, sondern streichen in einer mindestens 1,5 km breiten, quer zum Streichen verlaufenden Front in die Luft aus. Diese Front verlängert sich wahrscheinlich noch gegen S dadurch, daß die Grünschiefer bis zum Humbachkarkopf reichen. Daß die Schieferzone keinen Muldenschluß zeigt im Sinne einer synklinalen Einfaltung hat schon L. KÖLBL betont.

Um so auffälliger ist es, daß auf der gegenüberliegenden Seite des Krimmler Tales keiner der Seitenbäche Grünschieferschutt zu Tal bringt, in den Hochkaren der linken Talseite also keine Grünschiefer anstehen. Es wiederholt sich hier wohl das am W-Ende des Zentralgneises im Schönachtal sichtbare starke östliche Achsengefälle. Im Obersulzbachtal steigen die Grünschiefer bereits bis zur Talsohle herab (1314 m).

Die an den N-Rand der Grünschiefer bei der Seekarscharte angrenzenden Gneise sind in großer Mächtigkeit aplitisch, stellenweise auch verschiefert und serizitisiert. In halber Höhe (zirka 2500 m) zwischen der Scharte und dem Rinderkarsee, auf einer kleinen Verebnung des breiten Felsrückens, kommt in einer Reihe kleiner Aufschlüsse Grünschiefer zutage, NO-streichend und S-fallend, beiderseits von Aplitgneisblockwerk umgeben. Gegen W enden sie am Schutt der Karmulde, gegen O habe ich im felsigen Gehänge keine Fortsetzung gesehen und auch in den hintersten Halden des Sulzauer Rinderkars keinen Grünschieferschutt gefunden. Es scheint sich also nur um eine kurze, schmale Schieferschuppe zu handeln.

Auch am Talweg des Obersulzbachtales enthalten beiderseits des Grünschieferzuges die Zentralgneise viele aplitische Lagen, die am S-Rand stark verschiefert sind, als Anzeichen der Durchbewegung, welche den Grenzbereich der Schieferzone betroffen hat.

Literaturhinweise.

1. W. HAMMER, Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 1936, S. 296.
2. F. LÖWL, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1894, S. 515 u. f.
3. L. KÖLBL, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1932, math.-naturwiss. Kl., Bd. 141, S. 40.
4. H. DIETIKER, Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). Zürich, 1938, Buchdruckerei Fluntern.

Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien.

Von A. F. Tauber, Wien.

Gelegentlich der Arbeiten im Rahmen des geologischen Beobachtungsdienstes der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, gelangte im März 1940 ein durch Kanalbauten erzeugter Aufschluß in der Gogolgasse im XIII. Wiener Gemeindebezirk zur Bearbeitung, dessen Kenntnis ich Herrn Kollegen E. WINKLER, Wien, verdanke.

Am O-Ende der Gogolgasse, am NO-Hang der Malm-Neokom-Klippe des Roten Berges (262 m) bei Ober-St. Veit, nordöstlich ϕ 226, war ein 80 m langer und 3 m tiefer Graben ausgehoben worden, der neben Jungtertiär auch den Seichtwasserkreideflysch der Klippenhülle aufschloß, in welchem mir mehrere Funde bestimmbarer Versteinerungen glückten. Bei der genugsam bekannten Armut an stratigraphisch brauchbaren Fossilien, besonders der Seichtwasserkreide, aus welcher bisher kaum mehr als Inoceramenbruchstücke, Austernreste und der vielzitierte *Ptychodus granulosus* stammen, dürfen die neuen Versteinerungen wohl einiges Interesse für sich in Anspruch nehmen. Folgende Fossilien wurden gefunden:

I. Fossilien.

1. *Orbitolina concava* LAM.

Von dieser Form stammen zwei schöne, große, 12 und 13 mm im Durchmesser haltende Exemplare aus Schichte 1 des Profils (Abb. 1). Als Leitfossil von weltweiter Verbreitung für unteres bis mittleres Cenoman (= unterer Pläner = Tourtia Frankreichs = Blackdownschichten Großbritanniens = Istebner Schichten in den W-Karpaten = obere Orbitolinenschichten des O-Balkans) weist *Orbitolina concava* ihr Hüllgestein dem tieferen Cenoman zu. Im Bereich der Inoceramenschichten wurde Cenoman in der Wiener-Wald-Decke bereits von TOULA durch *Acanthoceras mantelli* nachgewiesen.

2. *Inoceramus labiatus* SCHLOTH.

Die Zuweisung von Inoceramen zu einer bestimmten Art bereitet, wenn das Schloß nicht erhalten ist, bei deren großer Variabilität erhebliche Schwierigkeiten. Immerhin ergeben Strukturelemente, Schalendicke und Proportionsverhältnisse (Höhe:Länge) — letztere bei statistischer Auswertung — wertvolle Hinweise. Als Vergleichsmaterial standen mir Exemplare aus der deutschen und alpinen, der böhmischen, französischen und englischen Kreide aus den Sammlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, des Geologischen und des Paläontologischen Instituts der Universität Wien zur Verfügung. Aus dem Wiener Sandstein wurde bisher nur ein einziger Fund von *Inoceramus labiatus* aus den

Inoceramenschichten des Bisamberges kürzlich von LANGER bekanntgemacht. Die Dimensionen des nun gefundenen zweiten Exemplars vom Roten Berg betragen 5,5 cm Höhe und 3,2 cm Länge. Der Index, der das Verhältnis Höhe:Länge ausdrückt, beträgt somit 1,72. In der folgenden Tabelle sind die Durchschnittswerte der auf gleiche Weise ermittelten Indizes von ausländischem Vergleichsmaterial angegeben. Sie zeigt, daß beste Übereinstimmung unseres Fundes mit *Inoceramus labiatus* besteht.

Art	Fundorte	Gem. Expl.	Index-Durchschn.	Index schwankt von—bis
<i>I. labiatus</i>	Roter Berg, Wien 13	1	1,72	—
<i>I. labiatus</i>	Bisamberg (Wien)	1	2,70!	—
<i>I. labiatus</i>	Böhmen, Frankreich, England	17	1,71	1,4—2,1
<i>I. crispi</i> var. <i>decipiens</i>	Österreich	6	1,53	1,4—1,6
<i>I. brongniarti</i>	Böhmen	9	1,45	1,3—1,5
<i>I. cuvieri</i>	Böhmen	7	1,30	0,9—1,4

Es kann somit kaum einem Zweifel unterliegen, daß es sich bei dem vorliegenden Fund (Abb. 2) tatsächlich um einen *Inoceramus labiatus* handelt; die 0,3 mm an keiner Stelle überschreitende Dicke der anhaftenden Schalenreste beweist die Dünnschaligkeit der vorliegenden Form und spricht ebenso sehr für *Inoceramus labiatus* wie zum Beispiel gegen *Inoceramus brongniarti*.

Das sehr schöne Exemplar LANGERS vom Bisamberg mit dem abnorm hohen Index von 2,7 ist gleichwohl ein typischer *Inoceramus labiatus*. Der Fund vom Roten Berg stammt aus Schichte 2 des Profils (Abb. 1).

Inoceramus labiatus (= *Inoceramus mytiloides* MANT.) beweist als leitendes Fossil der oberen Kreide unteres Turon, Ligerien. Ihre größte Häufigkeit erreicht diese Form anscheinend im „Mytiloides-Pläner“ (Labiatus-Pläner SCHLÜTERS) = oberster Mittelpläner, den Weißenberger Schichten Böhmens und den Labiatuskalken des zentralen Rußland, wenngleich diese Form im übrigen europäischen Turon keineswegs fehlt. In den klassischen Fundstätten des französischen Unterturon im Loirebecken (Loirestufe) ist *Inoceramus labiatus* ebenfalls häufig und tritt mit *Neoptychites peramplus* und *Mammites nodosoides* unmittelbar über dem (allerdings örtlich vielfach fehlenden) Cenoman auf. In England ist *Inoceramus labiatus* in der dem Ligerien entsprechenden untersten, flintfreien Schreibkreide (Lower Chalk) und der Zone des *Belemnites plenus* (= Zone der *Rhynchonella cuvieri* JUKES-BROWNES) wohl selten. Er ist jedoch in der an Inoceramen reichen unteren Colorado Group, die allem Anschein nach dem Ligerien (dem Benton der Amerikaner) entspricht, nachgewiesen. Auch in der Trichinopoligruppe (Turon-Coniacien) der südindischen Kreide kommt *Inoceramus labiatus* vor und auch in Afrika (Madagaskar) scheint er nicht zu fehlen.

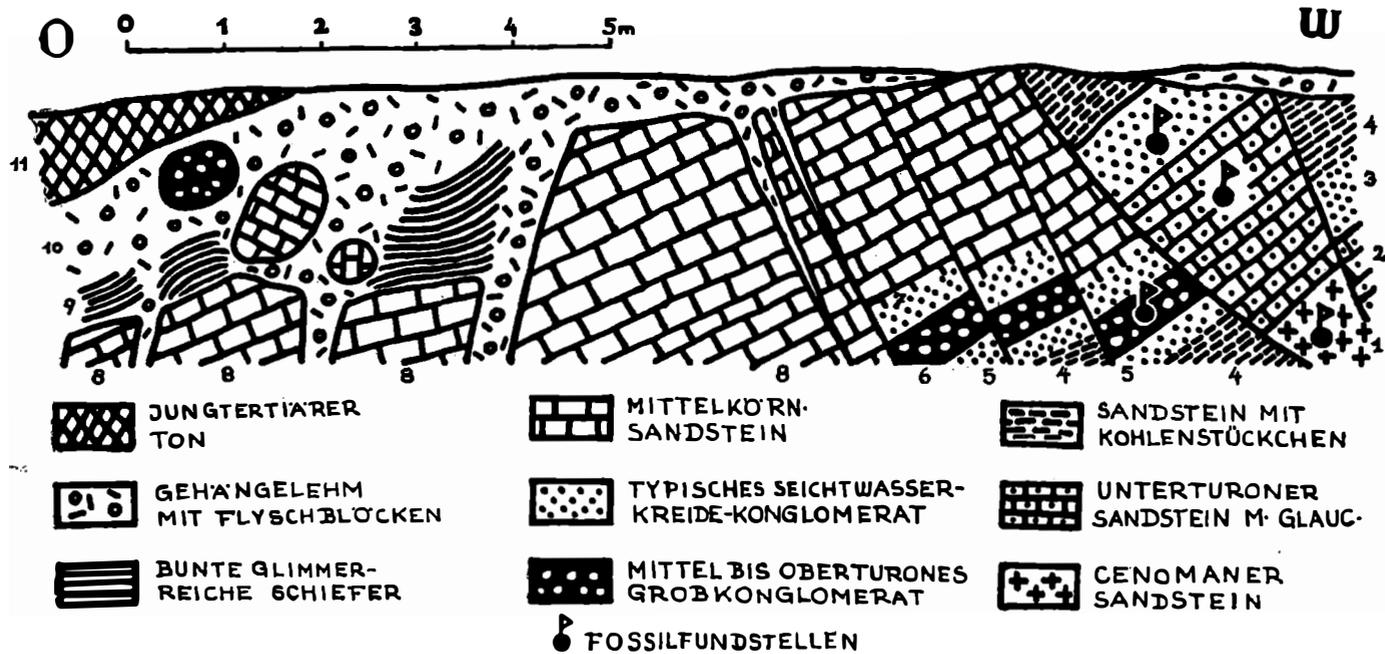


Abb. 1.
 Profil des Aufschlusses in der Gogolgasse, am O-Hang des Roten Berges (Wien XIII).

3. *Inoceramus* sp.

Ein 6 bis 9 mm dickes, 3 cm langes und $1\frac{1}{2}$ cm breites, stark gekrümmtes Schalenbruchstück mit typischer faseriger Struktur wurde — offenbar ausgewittert — im Gehängelehm der Spaltenfüllung gefunden. Perna und Pinna besitzen wohl kaum eine so dicke Schale. Selbst die riesigen, bis $\frac{1}{2}$ m großen Pinnen der tertiären Litoralbildungen (zum Beispiel Kalksburg) besitzen eine relativ dünne Schale von meist nicht mehr als 5 mm Dicke. Der Schalendicke nach könnte es sich vielleicht um *Inoceramus bronngiarti* handeln.

4. Schalenreste von *Inoceramus*, *Perna* oder *Pinna*.

Ebenfalls im Gehängelehm konnte ein etwas kleineres Schalenbruchstück gesammelt werden, welches bei schwach sigmoidaler Krümmung und faseriger Struktur 2 bis 3 mm Dicke besitzt. Eine begründete Zuteilung zu einer der oben angeführten Gattungen ist nicht möglich.

5. *Modiola* aff. *ligeriensis* d'ORB.

Die gefundene *Modiola* besitzt 2,6 cm Länge und 1,3 cm Breite. Die Anwachsstreifung ist deutlich ausgeprägt, die Schale des vorliegenden vollkommen undeformierten Abdruckes der linken Klappe ist nicht erhalten. Der Hohldruck zeigt die zarten Anwachsstreifen naturgemäß besser als der Steinkern. Das Einbettungsgestein ist fein- bis mittelkörniger Sandstein. Das gefundene Exemplar zeigt mit *Modiola ligeriensis* unverkennbare Ähnlichkeit; die Krümmung der Schale in der Richtung parallel zur Oroanalachse ist jedoch flacher und ein sanftes konkaves Einbiegen der Schalenkrümmung in der gleichen Richtung gegen die Analseite der Schale hin, wie dies an Exemplaren der klassischen Fundstätten in der Touraine häufig — jedoch absolut nicht immer — zu beobachten ist, fehlt an unserem Exemplar.

Hingegen fand ich unter dem reichen paläontologischen Beleg- und Originalmaterial zu KOSSMATS Arbeit „Geologie der Inseln Sokotra, Semha und Abd el Kuri“ im Geologischen Institut der Universität Wien zahlreiche Exemplare einer *Modiola*, die in allen Eigenschaften aufs beste mit unserem Funde übereinstimmen. Die Stücke stammen von der Insel Semha (Samha) der Sokotragruppe, 240 km östlich des O-Kaps von Afrika im arabischen Meere. Sie sind noch von KOSSMAT eigenhändig als „*Modiola* aff. *ligeriensis* d'ORB.“ bezeichnet. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß unser Exemplar mit den KOSSMATSCHEN Stücken ident ist. KOSSMAT fand sie auf Semha zusammen mit einer Reihe leitender Arten, darunter *Terebratula semiglobosa*, *Exogyra flabellata*, *Orbitolina plana* und zahlreichen Seeigeln (*Pseudodiadema*, *Epiaster* usw.). Nach diesen muß auf die Zone des *Scaphites geinitzi* d'ORB. (= Zone des *Spondylus spinosus* Sow.) = „Scaphitenpläner“ geschlossen werden, in welcher insbesondere *Terebratula semiglobosa* häufig auftritt. Dieser Schichtkomplex findet in Böhmen in den Teplitz-Hundorfer Schichten und den mittleren Ierschichten, in den *Inoceramus-bronngiarti*- und *Inoceramus-cuvieri*-Kalken Innerrußlands, im unteren „Middle-Chalk“ Britanniens und dem oberen Teil der Kreide mit *Micraster breviporus* Frankreichs seine Äquivalente. In allen diesen Kreideprovinzen tritt *Modiola ligeriensis* seltener oder häufiger auf. Wir haben es sohin mit mittlerem bis oberem Angoumien zu tun.

In der Ostmark scheint der untere Teil des Untersberger Marmors dieser Zone anzugehören. Der Fund stammt aus dem Grobkonglomerat der Schichte 6 des Profils (Abb. 1).

6. *Pecten cf. dujardini* RÖM.

Ein nicht aus dem Anstehenden stammendes Exemplar, das am ehesten in die Schichte 5 des Profils (Abb. 1) gehören dürfte. Das vorliegende Exemplar ist 8 bis 9 mm groß, die Abdrücke sind gut erhalten. Als ein in den Weißenberger Schichten nicht seltener, aber nicht auf sie allein beschränkter, sondern in der ganzen mittleren Oberkreide sich wiederfindender Pecten, deutet anscheinend auch er auf Turon.

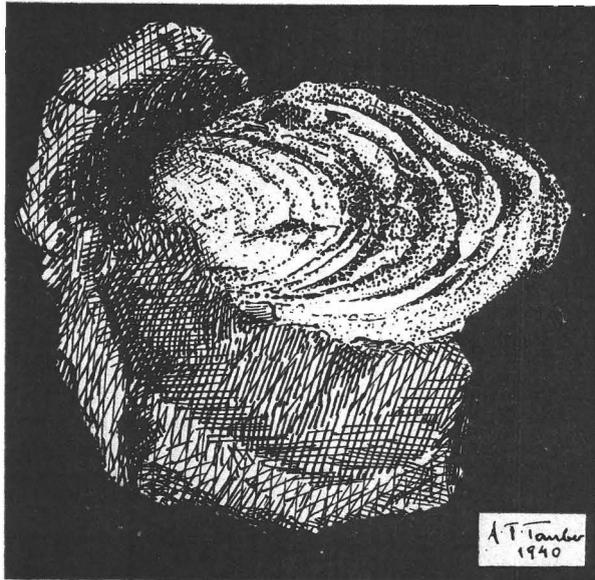


Abb. 2.

Inoceramus labiatus SCHLOTH. aus dem Seichtwasserkreideflysch vom O-Hang des Roten Berges (Wien XIII); nat. Größe.

7. *Ostrea* sp.

Aus derselben Schichte (Schichte 6) liegen zwei etwa 1 cm große Schalenbruchstücke vor, die nach Aussehen und Erhaltungszustand Austern angehört haben müssen. Die Fossilreste wurden bereits als Bruchstücke eingebettet.

8. *Rhynchonella plicatilis* Sow.

Die Form wurde nicht im Anstehenden gefunden, sondern im Aushubmaterial. Auf Grund des Einbettungsgesteins kann jedoch auf die Schichte, in der ursprünglich das Fossil lag, geschlossen werden. Es kommt nur die über dem glaukonitführenden Sandstein liegende Schichte mit Seichtwasserkreidekonglomerat (Schichte 3) in Frage.

Es handelt sich um die dorsale Klappe einer Rhynchonella. Nachdem durch die Bestimmung des Inoceramus als *Inoceramus labiatus* unterturonisches Alter im Liegenden festgestellt war, wurde zum Zwecke der Bestimmung der Rhynchonella mittel- und oberturonisches Material der Böhmisches Kreide herangezogen.

Mit *Rhynchonella plicatilis* zeigt unser Exemplar in Dimension und Form gute Übereinstimmung. Lediglich die Rippung ist weniger deutlich. Im übrigen gibt es Exemplare des Formenkreises der *Rhynchonella plicatilis*, welche sich an die *Rhynchonella bohémica* durchaus anschließen. Besonders gilt dies für die weniger gedrungenen, nicht so globosen Exemplare der *Rhynchonella plicatilis*. Diese Form tritt vorherrschend in den Malnitzer Schichten der Böhmisches Kreide zusammen mit *Rhynchonella bohémica* auf, kommt aber bereits in den Weißenberger Schichten vor, in welchen sie anscheinend sandige Gesteinsausbildung bevorzugt. *Rhynchonella plicatilis* spricht demnach für Ligien.

9. Knochenreste.

Ein 1,4 cm breiter und 2,8 cm langer, gut erhaltener verkieselter Knochenrest von blättchenförmiger Gestalt und flach-dreieckigem Querschnitt stammt aus der Konglomeratschicht 6; ebenso auch ein kleineres Stück von 5 mm Länge und 5 mm Breite. Die Dicke des größeren Knochens beträgt in der Mitte des Querschnittes 4 mm, an den Rändern etwa 1 mm. Die Hawersischen Kanäle sind kalziterfüllt. Irgend welche Verformung in erheblichem Maß scheint nicht stattgefunden zu haben. Eine Identifizierung der Knochenreste ist nicht möglich.

10. Undeutbare Fossilreste.

Aus dem Grobkonglomerat der Schicht 6 stammen ferner einige weiter nicht deutbare Reste, die mit Sicherheit auf Fossile zurückgehen oder als solche noch erhalten sind. Unter anderem ein 12 mm langes und 5 mm breites Plättchen, dessen Ober- und Unterseite eine sägeblattähnliche Kerbung trägt, und ein konzentrisch gestreifter, schwach gekrümmter Abdruck, der wohl von einer größeren Muschel stammen mag.

II. Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse.

Vom Liegenden zum stratigraphisch Hangenden wurden folgende Schichten aufgeschlossen (vgl. Profil [Abb. 1]):

Schicht 1. Mittel- bis feinkörniger harter Sandstein. Kleine, sehr zahlreiche weiße, gelbe, braune und graue, kaum kantengerundete Mergelstückchen von 1 bis 4 mm \varnothing sind ein wesentlicher und charakteristischer Gemengteil. In einigen Lagen wird das Bindematerial sehr feinkörnig, mergelig, während die Mergelinschlüsse unverändert ihre Größe beibehalten. In diesen mergeligen Lagen, deren Gestein lebhaft an gewisse Gosaugesteine höherer alpiner Decken erinnert, *Orbitolina concava* — unteres bis mittleres Cenoman.

Schicht 2. Harter, dünnbankiger, mittelkörniger Sandstein mit wenig dunklem Glaukonit und *Inoceramus labiatus* — Ligien.

- Schichte 3. Normales Seichtwasserkreidekonglomerat. Größte Gemengteile 5 bis 6 mm. Nicht selten kantengerundete, graue, grüne und gelbe Mergelstückchen eingebakken. Einzelne feinerkörnige Lagen bestehen fast zur Gänze aus Quarzkörnern, die durch ein wenig kalkiges Bindemittel zu einem Gestein von arkoseartigem Aussehen verbunden werden; sie unterscheiden sich von Arkose aber durch den geringeren Grad der Verfestigung. Aus einer solchen Schichte stammt *Rhynchonella plicatilis* — oberes Ligerien bis unteres Angoumien.
- Schichte 4. Dünnschieferiger Sandstein mit viel Kohlenstückchen und Muskowit.
- Schichte 5. Wie Schichte 3, aber ohne Fossilien.
- Schichte 6. Seichtwasserkreidekonglomerat mit zahlreichen kleinen und großen eckigen bis kantengerundeten Mergel-, Fleckenmergel-, Kalk- und Eruptivgesteinsbrocken bis 5 cm maximaler Größe. Die mergeligen Einschlüsse machen lagenweise nahezu 30% des gesamten Gesteins aus (!). Auch dieses Gestein erinnert an gosauische Gesteine der Lunzer und Frankenfelder Decke, unterscheidet sich jedoch durch die starke Quarz- und Kristallingesteinsführung und ist nach oben und unten zu durch Übergang mit typischen Seichtwasserkreidekonglomeraten verbunden. Diese Schichte ist relativ fossilreich: *Modiola* aff. *ligeriensis*, *Pecten* cf. *Dujardini*, *Ostrea* usw. — mittleres bis oberes Angoumien.
- Schichte 7. Wie Schichte 5.
- Schichte 8. Harter, mittelkörniger, grauer bis brauner Sandstein mit muscheligen Bruch, mit in einzelnen Lagen häufigen Mergelkörnchen.
- Schichte 9. Bunte Schiefer mit sehr viel Muskowit, zum Teil zu Ton zersetzt.
- Schichte 10. Über der Flyschserie (1 bis 9) folgt fossilere, grüner Gehängelehm mit rund abgewitterten Flyschbrocken und Blöcken bis 50 cm Ø und zahlreichen weißen Kalkkonkretionen.
- Schichte 11. Jungtertiärer Ton, Schotter und Sand (vgl. auch Karte I bei TRAUTH, 1928).

Einige Worte seien noch über die eigenartigen Fremdbestandteile, die einigen Schichten (besonders Schichte 6) ein von der normalen Flyschfazies völlig abweichendes Aussehen verleihen, gesagt. Wie schon erwähnt, handelt es sich vorherrschend um Mergel, seltener Kalke und andere Gesteine. Die Mergel sind vielfach radiolarien- und foraminiferenführend.

Alle eingeschlossenen Mergelstücke sind wenig abgerollt, meist nur kantengerundet. Bei der geringen Widerstandsfähigkeit dieser Gesteine gegen Abrollung müßte zunächst geschlossen werden, daß sie von in nächster Nähe anstehenden Gesteinen stammen. In erster Linie müssen wohl die Klippenkalke und Mergel von Ober-St. Veit als Liefergebiet in Betracht gezogen werden. Bereits 300 m von unserem Aufschluß entfernt steht am schmalen Weg, der von Hietzing östlich unterhalb des Gipfels des Roten Berges zu der neuen Straße, die auf diesen hinaufführt, grauer

Doggerkalk mit *Posidonomya alpina* an (welchen Herr Kollege E. SCHULZ und ich gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion fanden — auf der TRAUTH'schen Karte [1928] nicht angegeben). Darüber folgt Malm und Neokom in Form von roten, beziehungsweise hellgrauen und weißen hornsteinführenden, zum Teil kieseligen Kalken und Mergeln.

Gerade diese sehr verbreiteten roten, malmischen Kieselkalke konnten aber in unserem Turonkonglomerat nur in sehr wenigen und überdies zweifelhaften Stücken gefunden werden. Ebenso fehlt Hornstein nahezu gänzlich. Selbst den kleineren Korngrößen mangelt er vollkommen, obwohl gerade dieses Gestein seiner bedeutenden Widerstandsfähigkeit wegen aufzufinden sein müßte. Kieselkalke und kieselige Mergel sind in diesem Konglomerat überhaupt sehr selten. Nahezu alle Mergel und Kalke brausen mit Säure lebhaft und sind leicht ritzbar.

Ferner tritt eine große Reihe von Gesteinstypen (zum Beispiel grüne Mergel, gewisse schwarze Kalke usw.) auf, die bisher in den Ober-St.-Veiter Klippen anstehend nicht zur Beobachtung gelangten.

Eine größere Anzahl eigenartiger grüner und brauner Gesteine aus diesem Turonkonglomerat befindet sich noch in Bearbeitung. Bis jetzt konnte festgestellt werden, daß es sich um Gerölle von Eruptivgesteinen handelt; blasige Laven stellen anscheinend den Hauptanteil. Die petrographische Untersuchung muß erweisen, ob und wie weit sie mit dem Ober-St.-Veiter (und Lainzer?) Vulkanismus in Zusammenhang gebracht werden können. Vorläufig sei nur erwähnt, daß manche Typen äußerlich auffallende Ähnlichkeit mit einigen der Eruptivgesteine, die gelegentlich des Baues des Lainzer Reservoirs gefunden wurden, besitzen. Sollte es sich bewahrheiten, daß diese vulkanogenen Elemente unseres Konglomerats mit den Pikriten und Pikrittuffen, der Spalten zwischen Rotem Berg und Girzenberg (nur 600 m von unserem Aufschluß entfernt!) in Zusammenhang stehen — was größte Wahrscheinlichkeit hat —, dann müssen wir doch eine erheblich länger dauernde vulkanische Tätigkeit als sie zum Beispiel STINY angenommen hat, voraussetzen oder überhaupt den Vulkanismus des Ober-St.-Veiter Klippengebietes ins oberste Mesozoikum zurückverlegen. Vulkanismus ist im Raume der Ober-St.-Veiter Klippen oder deren näherer Umgebung für das höhere Turon jedenfalls erwiesen.

Auch die vielen alpinen Elemente in unserem Konglomerat, die wir weit und breit nirgends anstehend finden, würden durch vulkanische Förderung aus der Tiefe zwanglos Erklärung finden. Ein abschließendes Urteil hierüber wird aber erst nach Beendigung der diesbezüglichen Untersuchungen möglich sein.

An allen diesen Geröllen sind keinerlei Spuren von Tektonik oder Durchbewegung zu finden gewesen.

Eine Reihe gegen den Berg einfallender Verwerfungsflächen schieben die N 10—15° O streichende und mit 30 bis 40° nach O einfallenden Schichten immer wieder gegen W ab, ohne jedoch verhindern zu können, daß gegen den Berg zu immer ältere Schichten des im normalen Verbands befindlichen Flyschkomplexes austreichen. Dies beweist auch der Fund eines Flyschblockes im Gehängelehm, der zweifellos dem turonen Konglomerat der Schichte 6 entstammt. Nur jenes Schichtpaket, in welchem Cenoman festgestellt wurde, ist entlang einer Verwerfung einige Meter auf

jüngere Schichten aufgeschoben (Abb. 1). Im östlichen Teil des Aufschlusses herrschen steil gegen das Becken zu fallende, mehrere Dezimeter weit klaffende Spalten, die gehängelemerfüllt sind. Sie dürften mit der Störungslinie, an der das Wiener Becken (in diesem Gebiet noch im Mittelpliozän besonders stark) abgesunken ist, zusammenhängen. Es scheint sich um die Klüfte von ehemals durch Bergzerreißung in Vorbereitung begriffen gewesene Rutschmassen zu handeln, welche aber am Abgehen durch die Einsedimentierung mit jungen Sinkstoffen verhindert worden sind.

Auffallend ist die geringe Mächtigkeit der Stufen: Eine Schichtserie, die kaum mehr als 6 bis 8 m mächtig sein dürfte, umfaßt Unter- (Mittel-) Cenoman bis Mittel- (Ober-) Angoumien. Wir dürfen wohl annehmen, daß die Sedimentmächtigkeit hier vielleicht unter seichter Wasserbedeckung über einem submarinen Rücken, der durch den Klippenzug gebildet war, besonders gering blieben, während uns aus dem tieferen Wasser im Innern des Flyschtroges mächtigere Ablagerungen der einzelnen Stufen in den Inoceramenschichten überliefert sind.

*

Herrn Bergrat Dr. G. GÖTZINGER, Wien, bin ich für Ratschläge ebenso sehr zu Dank verpflichtet wie den Vorständen des Paläontologischen und des Geologischen Instituts der Universität Wien, Herrn Professor Doktor K. EHRENBURG und Herrn Professor Dr. K. LEUCHS, für die Erlaubnis, die Sammlungen der Institute benutzen zu dürfen. Herrn Professor Doktor A. KÖHLER, Wien, der in liebenswürdigster Weise einige Eruptiva aus dem turonen Konglomerat begutachtete, sei hierfür herzlichst gedankt! Herrn Dr. REIDL danke ich für die gebotene Möglichkeit, das reiche in- und ausländische Fossilienmaterial der Sammlung der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung benutzen zu dürfen. Herrn I. LANGER, Strebersdorf, der mir den von ihm gefundenen *Inoceramus labiatus* zur Bearbeitung überließ, bin ich hierfür sehr zu Dank verpflichtet.

Schrifttum.

- BARROIS, CH., 1876, Recherches sur le terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande. Lille.
- BARROIS, CH., 1878, Mémoires sur le terrain crétacé des Ardennes. Ann. Soc. géol. du Nord.
- BLANCKENHORN, 1890, Beiträge zur Geologie Syriens. Kassel.
- DACQUÊ und KRENKEL, 1909, Jura und Kreide in Ostafrika. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilage, Bd. 28.
- FRIEDL, K., 1930, Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mitt. d. Geol. Ges. Wien.
- GÖTZINGER, G., und BECKER, H., 1932, Neue Fossilfunde im Wiener-Wald-Flysch. Akad. Anz. Wien.
- GÖTZINGER, G., 1932, Zur geologischen Gliederung des Wiener-Wald-Flysches. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien.
- HILL, 1894, Geology of parts of Texas, Indian territories etc. Bull. Geol. Soc. Am.
- JAHN, J., 1891, Über die in den nordböhmisches Pyropensanden vorkommenden Versteinerungen der Teplitzer und Priesener Schichten. Ann. d. nat. Hofmus. Wien.
- KELLER, H., 1883, Inoceramen im Wiener Sandstein von Preßbaum. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien.
- KOSSMAT, F., 1894, Die Bedeutung der südindischen Kreideformation für die Beurteilung der geographischen Verhältnisse während der späteren Kreidezeit. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien.

KOSSMAT, F., 1895, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. I. Beitrag zur Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. IX u. XI.

KOSSMAT, F., 1897, The cretaceous deposits of Pondicherry. Records of the Geol. survey of India, Vol. XXX, Calcutta.

KOSSMAT, F., 1898, Untersuchungen über die südindische Kreideformation. II. und III. Beitrag zur Paläontologie Österreich-Ungarns.

KOSSMAT, F., 1902, Geologie der Inseln Sokotra, Semha und Abd el Kuri. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien.

LANGER, I., 1938, Geologische Beschreibung des Bisamberges. Jahrb. d. Geol. Landesanst. Wien.

LEONHARD, R., 1897, Fauna der Kreideformation Oberschlesiens. Paläontogr. Bd. XLIX.

LÖSCHER, W., 1910, Die westfälischen Galeritenschichten. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagenband.

PAUL, 1898, Der Wiener Wald, ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, Bd. 48.

PETRASCHEK, W., 1906, Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien.

SCHAFFER, F. X., 1906, Geologie von Wien. Wien.

SCHLÖNBACH, U., 1868, Über die norddeutschen Galeritenschichten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien.

SCHLÜTER, 1877, Über Inoceramen. Paläontogr.

SCUPIN H., 1907, Stratigraphische Beziehungen der oberen Kreideschichten in Sachsen, Schlesien und Böhmen. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilagenbd. 24.

STROMBECK, 1857, Gliederung des Pläners im nordwestlichen Deutschland. Neues Jahrb. f. Min.

TRAUTH, F., 1928, Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 21.

VETERS, H., 1925, Über kretazische Korallen und andere Fossilreste im nordalpinen Flysch. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, Bd. 75.

Neue Beobachtungen über die Tertiärschichten der Hainburger Berge.

(Mit einer Kartenskizze.)

Von **A. Papp** und **H. Häusler**.

Die Tertiärschichten sind in den Hainburger Bergen den einzelnen Bergrücken an- und aufgelagert oder füllen die Senken zwischen ihnen aus. Durch diese Lagerung tritt der Charakter der Hainburger Berge als einstiger Inselberge deutlich hervor. Am besten werden diese Verhältnisse durch die Lagerung der Tertiärschichten am Hundsheimer Berg beleuchtet.

Torton.

Die ältesten Tertiärschichten sind am Hundsheimer Berg in das Torton zu stellen und haben folgende Ausbildung:

1. Die tiefsten Sedimente sind fossilarme Kalke mit wenigen kleinen Komponenten mesozoischer Kalke, Lithothamnien und reichlichem sandig-kalkigem Bindemittel.

2. Darüber folgen Strandkonglomerate und Breccien mit kalkigem Bindemittel, die je nach dem Anstehenden aus Quarzit oder Kalk bestehen, die Komponenten sind grob und wenig gerundet. Typische Tortonfossilien sind häufig, vor allem Austern, Coniden, Clypeastriden und Lithothamnien. In den höchsten Zonen folgen Konglomerate mit mergeligem Bindemittel, die Komponenten sind klein und auffallend stark gerundet.

3. Die höchsten tertiären Kalke sind hellgrau und dicht, sie dürften aus Bryozoen und Serpulakalke hervorgegangen sein, denn an einzelnen Bruchflächen sind noch Strukturen von Bryozoen oder Serpeln zu erkennen, vereinzelt auch kleine Fossilien. Einen Überblick über Vorkommen und Verteilung dieser Tortonsschichten am Hundsheimer Berg soll die beigelegte Karte ermöglichen. Ein weiteres kleines Bryozoenriff befindet sich an der S-Flanke des Spitzer Berges, ein Vorkommen, welches H. BECK (1) von der O-Seite des Hundsheimer Berges angibt, konnte nicht gefunden werden. Tortone Tegel wurden bei Grabungen in Hainburg und Deutsch-Altenburg angetroffen.

Die Bryozoen- und Serpulakalke sind in einem schmalen Band in der Höhe von \pm 350—370 m an der SO-, S- und W-Seite des Hundsheimer Berges zu beobachten. Sie fehlen an der steilen N-Seite, wo mesozoische Kalke anstehen, während an der O-Seite des Hundsheimer Berges an Stelle der Bryozoenkalke Breccien ausgebildet sind.

Unterhalb von Kote 356 sind die Bryozoenkalke in einer Mächtigkeit von mindestens 10 m vorhanden und es kommen nur inkrustierende Bryozoen vor. Derartige Bryozoenvorkommen stellen für das Wiener Becken eine Seltenheit dar, sie sind am besten mit den Bryozoenriffen von Kertsch (Rußland) zu vergleichen, allerdings dürften diese etwas jünger sein.

In den Bryozoenkalken kommen auch Serpulakolonien vor, die im Verbreitungsgebiet am Hundsheimer Berg meist unregelmäßige Knäuel bilden, eine Wuchsform, die für bewegte Wasser sprechen würde. Nur bei Kote 354 konnte ein Block mit vollkommen gleichlaufenden Röhren gefunden werden, deren Länge bis zu 15 cm beträgt. Es dürfte dies eine Wuchsform sein, die durch das Bryozoenriff bedingt wurde. Die Serpulakolonie versuchte wohl die umgebenden Bryozoen zu überwachsen, dadurch entstand eine parallele, orgelpfeifenartige Anordnung der Röhren. Bei Kote 354 konnten auch einige Fossilien in den Bryozoenkalken gefunden werden. Leider ist deren Erhaltung ungünstig, da von den Mollusken nur Abdrücke vorhanden sind.

Calliostoma beyrichi HÖRN.

Trochus Beyrichi HÖRN. M. HÖRNES, 1856; Taf. 45, Abb. 7, S. 432.
Calliostoma. W. WENZ, 1938; S. 281.

Diese Art ist im Wiener Becken sehr selten und wird von M. HÖRNES nur aus Gainfarn und von Kostel in Mähren angeführt, aus dem Wiener Becken werden nur zwei Exemplare erwähnt. In den Bryozoenkalken ist *Calliostoma beyrichi* dagegen das häufigste Fossil, und die Exemplare stimmen bis auf die kleinsten Einzelheiten mit den Abbildungen bei M. HÖRNES überein.

Gibbula angulata EICHW.

Monodonta angulata EICHW. M. HÖRNES, 1856; Taf. 44, Abb. 9, 10, S. 489.

Diese Art ist im Wiener Becken im Torton sehr häufig und scheint im Sarmat zu fehlen.

Ocenebra sublavata BAST.

Ocenebra sublavata BAST. W. FRIEDBERG, 1928; Taf. XI Abb. 8—10, S. 177.

Diese Art ist sehr verbreitet und kommt vom Helvet bis in das Sarmat vor.

Cerithium rubiginosum EICHW.

W. FRIEDBERG führt diese Art schon aus dem unteren Torton Polens an. Neben typischen Exemplaren kommen plumpe Gehäuse vor, die sich dem *Cerithium doliolum* BROCC. nähern.

Ervilia pusilla PHIL.

Diese Art kommt im Wiener Becken im Torton vor. Allerdings ist bei der vorliegenden Form das Schloß verstärkt und erinnert an *Ervilien* aus dem Sarmat.

Modiola cf. biformis REUSS.

Cardium papillosum POLI.

Diese Art ist im Wiener Becken nur aus dem Helvet und Torton bekannt geworden.

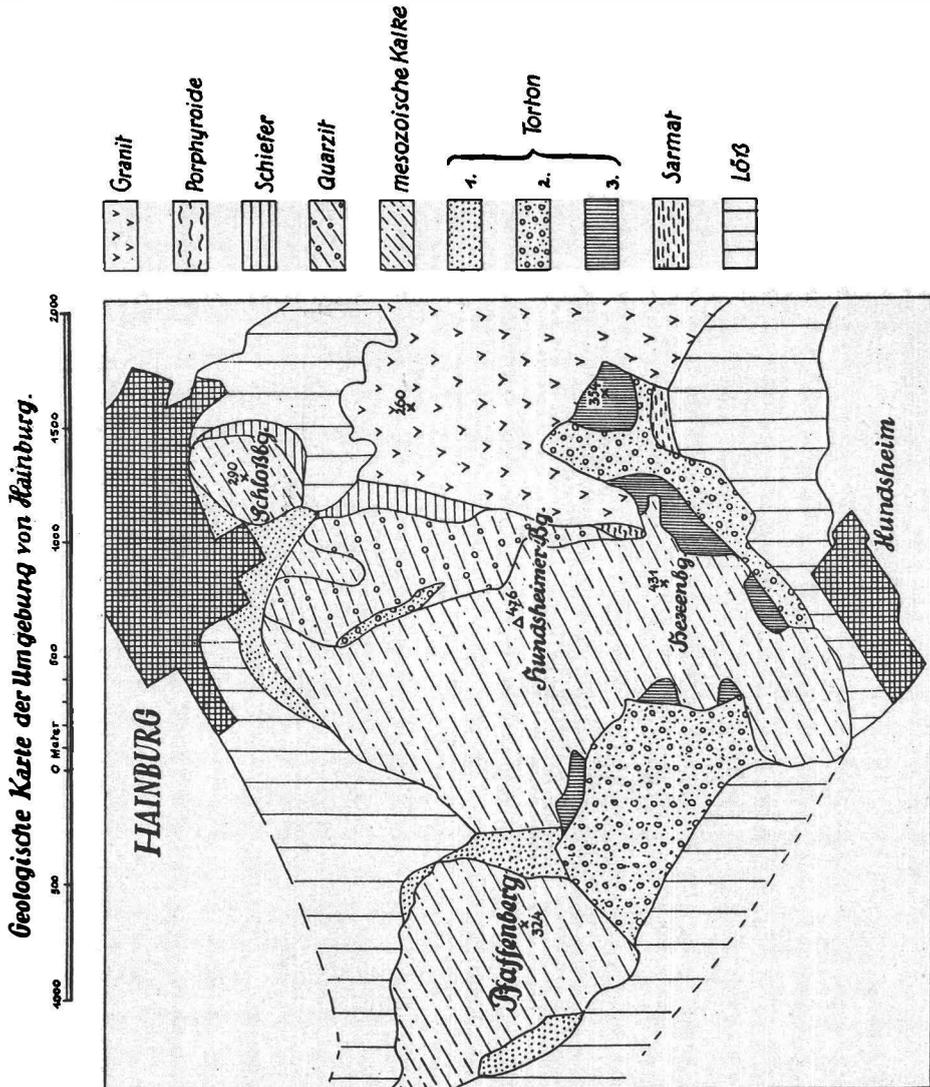
Limnocardium sub-protactum HILB.

Cardium sub-protactum HILB. V. HILBER, 1882; Taf. I, Abb. 46, 47, S. 17.

Diese Art wurde von V. HILBER aus sarmatischen Serpulakalken von Podkamieni (Polen) beschrieben. Sie ist nach FRIEDBERG zu *Limnocardium lithopodolicum* zu stellen und kommt nach V. LASKAREV auch im Oberorton (Buglovka-Schichten) vor.

Es handelt sich hier um eine Faunengemeinschaft, die einem durch die Bryozoen weitgehend beeinflussten Lebensraum angehörte, die häufigsten Fossilien sind *Cerithien* und *Trochiden*, große Formen der Tortonfauna fehlen.

Die angeführten Arten kommen im Torton vor, einige auch noch im Sarmat. Es dürfte daher die Bildung der Bryozoen und Serpulakalke im obersten Torton erfolgt sein. Derartige Serpulakalke konnten auch bei St. Margarethen im benachbarten Leithagebirge gefunden werden; das läßt auf eine größere Verbreitung derartiger Bildungen im Wiener Becken schließen.



Die aus dem Wiener Becken bekannt gewordenen Bryozoenvorkommen von Eisenstadt und dem Rauchstallbrunngraben unterscheiden sich von dem hier beschriebenen vor allem durch das allochtone Vorkommen der Bryozoen und durch das Vorkommen ästiger Formen. Diese dürften in einem Lebensraum mit geringer Wasserbewegung gelebt haben und wur-

den in einzelnen küstennahen Zonen zusammengeschwemmt. Die in dem Gebiete von Hainburg festgestellten Bryozoen dürften sich dagegen in ihrem Lebensraum befinden und stellen durch lückenloses Übereinanderwachsen riffartige Bildungen in unmittelbarer Küstennähe her.

Auch aus sarmatischen Schichten wurden Bryozoen bekannt (2). Bei den Vorkommen von Wiesen und Kalch handelt es sich jedoch um einzelne kleinere Bryozoenknollen, die sich auf allochtoner Lagerstätte befinden. Diese beiden Vorkommen haben mit dem von Hainburg beschriebenen keine Ähnlichkeit.

Sarmat.

Die sarmatischen Schichten sind am Steilabfall der Donau, zwischen Deutsch-Altenburg und Petronell und westlich von Wolfstal, aufgeschlossen. Die Tertiärschichten in der Umgebung von Hundsheim dürften bis auf ein kleines Vorkommen auf dem Wege Hundsheim-Hainburg als Bryozoenkalke in das Obertorton zu stellen sein. Das Vorkommen von Sarmatschichten am Spitzerberg hat bisher noch keine Fossilien geliefert, weshalb dessen Altersstellung noch nicht als gesichert gelten kann.

Die Sarmatschichten zeigen in den Hainburger Bergen und in deren Umgebung folgende Gliederung:

1. Am Steilabfall zur Donau zwischen Deutsch-Altenburg und Petronell befinden sich im Liegenden Sandsteine, auf die Sande folgen mit einer Gastropodenfauna, meist Cerithien, darüber blaue plastische Tegel mit einer Bivalvenfauna, meist Ervilien.

Diese Schichtfolge stimmt mit der im westlichen Wiener Becken überein.

2. Das Granitmassiv des Königswart wird von einem kleineren im NW bei Hainburg oberflächlich durch Sarmatschichten getrennt. Diese sind hier in kalkiger Facies entwickelt. In den Herrschaftssteinbrüchen bei Wolfstal ist folgende Gliederung zu beachten:

15m Sandsteine im Liegenden, die aus aufgearbeitetem Material des Granits mit kalkigem Bindemittel bestehen.

2m Oolithkalk mit reichlich Fossilien, die in großer Landnähe entstanden sein dürften, da entsprechende Bildungen in der Gegenwart nur in landnahen Gebieten beobachtet wurden.

2m Algenkalk, die von Blaualgenrasen aufgebaut werden, das häufigste Fossil ist hier *Modiola volhynica*, oft doppelschalig in Lebensstellung von Blaualgen umwachsen.

Pannon.

Bei neuen Begehungen konnte westlich von Wolfstal ein neues Pannonvorkommen festgestellt werden. In weichem porösem Sandstein wurden die Abdrücke folgender Fossilien gefunden:

1. *Congerina aff. balatonica*.
2. *Cardium apertum*.
3. *Neritina picta*.
4. *Prothia escheri*.
5. *Melanopsis vindobonensis*.
6. *Melanopsis pygmea*.

Es handelt sich hier um Schichten des Oberpannon, welche auf den Schichten des jüngeren Sarmats transgredieren. Nordwestlich davon wird von STUR ein ähnliches kleines Vorkommen von Congerienschichten angegeben.

Von Schotterablagerungen, die zum großen Teile aus Quarzschottern bestehen, wird die Senke zwischen Hundsheimer Berg und Edelstal ausgefüllt. Vereinzelt sind auch mesozoische Kalkgerölle zu finden. Derartige Schotter liegen bis zu einer Höhe von 350 m auch auf sarmatischem Oolith und dürften in das Pliozän zu stellen sein.

Der geologische Bau des Untergrundes ist einfach. Auf dem Granit des Teichberges liegt gegen W zu eine geringmächtige Lage kristalliner Schiefer. Diese werden von einer mächtigen Quarzitschichte abgelöst. Darauf liegen die Kalkmassen des Hundsheimer Berges. Die Schichten streichen N—S und fallen gegen W ein, wobei der Fallwinkel in dieser Richtung zunimmt.

Der Hundsheimer Berg wird fast an allen Seiten von Brüchen begrenzt. So streicht ein Bruch vom Braunsberg nach SO, die N-Seite des Hundsheimer Berges abgrenzend. Der Pfaffenberg ist daran nach NW abgesunken. Ebenso bricht die S-Seite gegen Hundsheim ab. Es ist möglich, daß auch die W-Seite, obwohl sie im Streichen liegt, auch durch einen Bruch begrenzt wird. Die scharfe Abtrennung des Schloßberges macht auch dort eine Absenkung wahrscheinlich. Diese wird noch durch das Vorspringen der Kalke des Schloßberges gegen O sichtbar. Morphologisch wurde der Schloßberg wohl durch einen Fluß vom Hundsheimer Berg getrennt und stellt so einen Umlaufberg dar. Der Hundsheimer Berg bricht auch gegen O zu ab. Hier werden die tieferliegenden Schichten sichtbar. Dieser Abbruch scheint aber nicht auf einen Bruch zurückzuführen zu sein, sondern auf rein erosiven Ursprung. Kalk, Quarzit und Granit verhalten sich bei der Verwitterung verschieden, und zwar so, daß Kalk und Granit mehr gleichmäßig abgetragen werden, während der Quarzit durch seine starke lokale Klüftung mehr dazu neigt, sich in größeren Gesteinsverbänden abzulösen. Gegenüber dem Kalk ist hier der Granit viel leichter abzutragen.

Die Talung bei dem oben erwähnten Abbruch ist wohl so zustande gekommen, daß das Schichtpaket vor dem Tertiär, beziehungsweise im Alttertiär weiter nach O reichte und das Wasser an der Kalk-Quarzit-, beziehungsweise Quarzit-Granitgrenze einschnitt. Von dort begann die Eintiefung, die ihre Angriffsrichtung kaum änderte und nur die Schichtgrenzen mit dem Einschneiden des Wassers nach W verlegte. Dadurch trat der Steilabbruch im Quarzit morphologisch sehr gut heraus.

In jung- und posttertiärer Zeit wurde die Eintiefung nach Hainburg in der heutigen Form geprägt. Hier wie auch in anderen Talungen wird die Sohle in etwa 240 m Seehöhe flacher und es setzt dort eine neue, jüngere Eintiefung an. In diesen flachen, mit Granitgrus bedeckten Talsohlen, sammelt sich Grundwasser, das dann einige kleine Quellen speist.

Die Faciesunterschiede der Tertiärablagerungen und deren Verteilung sind nun durch diesen geologischen Bau des Grundgebirges bedingt. Wie schon erwähnt, sind die Tertiärschichten in bestimmten Höhen mantelförmig um die Berge gelagert. Dadurch sind noch heute Strandbildungen nachweisbar.

Im Torton sind 3 Faciesstufen zu verfolgen, die unregelmäßig verteilt sind. Die tiefste Stufe befindet sich an der NW-Seite des Hundsheimer Berges. Die mittlere Stufe in etwa 320 m Seehöhe zieht vom Sattel des Pfaffenberges gegen Hundsheim und ist am S-Abbruch des Hundsheimer Berges wieder aufgeschlossen. Im Sattel des Pfaffen ist das Torton an dem dort durchziehenden Bruch abgesunken; möglicherweise sind diese Vorkommen alle etwas gegeneinander verstellt. Die mittlere und untere Stufe fehlt an der O-Seite des Hundsheimer Berges. Dort befindet sich dagegen in 350 bis 370 m Seehöhe entlang des Quarzitabbruches ein 20 bis 30 m mächtiges Brandungskonglomerat, oft aus Blöcken bis zu Kubikmetergröße bestehend. Das Material ist fast ausschließlich Quarzit und weist gut gerundete bis kantenrunde Blöcke auf.

Die Gegensätze von dem Quarzitbruch mit seinem groben Brandungsblockwerk und dem Bryozoenriff, das auf der flachen Granithalde gewachsen ist, sind gut zu beobachten. Weniger deutlich ist das auf dieser Seite dem Kalk gegenüber festzustellen.

Serpulakalke konnten an der SO-, S- und SW-Seite des Hundsheimer Berges verfolgt werden. Es sind dort die kleinen unregelmäßig gekrümmten Serpeln zu finden, deren Struktur stellenweise aufgelöst ist. Diese Kalke sehen dann den mesozoischen Kalken sehr ähnlich und sind von diesen oft nur schwer zu unterscheiden. Sie liegen unmittelbar auf dem Ballensteinerkalk. Diese Bryozoen- und Serpulakalke bilden die oberste tortone Faciesstufe, und sind anscheinend ebenfalls durch kleine Brüche gestört.

Ein Unterschied zwischen der W- und O-Seite des Hundsheimer Berges besteht nun hauptsächlich darin, daß die W-Seite durch Brüche begrenzt wird oder schon während der tertiären Sedimentation absank, während die O-Seite fast in Ruhe geblieben ist. Diese ist mit dem übrigen (östlichen) Massiv immer in Verbindung gewesen, und daher konnten nur die höchsten tortonen Ablagerungen sedimentieren, die Sedimente der W-Seite dagegen umfassen auch die tieferen Glieder.

Schriften.

1. BECK, H. u. VETTERS, H., Zur Geologie der kleinen Karpathen. Beitr. Geol. Pal. Ost.-Ung. XVI. Bd., Wien, 1904.
2. BOBIES, K. A., Bryozoenführendes Obersarmat bei Kalch. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1924.
3. CIJEK, J., Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg. Jahrb. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1852.
4. FRIEDBERG, W., Molluska miocaenica Poloniae. Lemberg, 1911—1928 und 1932—1934.
5. HILBER, V., Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miozän. Abh. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1882.
6. HÖRNES, M., Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1856 u. 1870.
7. KARRER, F. u. FUCHS, Th., Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1852.
8. STACHE, G., Die geologischen Verhältnisse der Fundstelle des Halitherium-Skelettes bei Hainburg. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1867.
9. STUR, D., Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. Bl. VI, Hainburg—Wien. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1891.
10. TOULA, F., Über das Vorkommen von Congerienschichten am Hundsheimer Berg. Verh. Geol. Reichs-Anst. Wien, 1886.
11. WENZ, W., Handbuch der Palaeozoologie. Berlin, 1938.

Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben.

Von Dr. **Karl Metz**, Leoben.

(Mit Oleatkarte, 1 Profillafel und 8 Textfiguren.)

Seitdem die Grauwackenzone des Palten- und Liesingtales durch F. HERITSCH eine eingehende Bearbeitung erfahren hatte, die eine ungeheure Fülle von Beobachtungsmaterial ergab, sind solche zusammenhängende Studien nur mehr im nördlichen Teil mit dem erzführenden Kalk und Porphyroid von G. HIESSLEITNER durchgeführt worden. Leider ließen die von W. HAMMER im Abschnitt von Kalwang (1924) und von Rottenmann (1932) veröffentlichten Kartierungen einen bedeutenden Abschnitt zwischen sich liegen, dessen überraschende Auflösung besonders den westlichen Abschnitt in einem neuen Lichte erscheinen läßt.

Die Abgrenzung des Arbeitsgebietes war gegeben durch den auf Blatt St. Johann a. T. enthaltenen Anteil der Grauwackenzone. Die Feldarbeiten wurden in direkter Fortsetzung der in diesem Jahrbuche 1938 vorgelegten Studie (Leoben—Mautern) in Angriff genommen. Die Kartendarstellung dieser zweiten Arbeit ist nach Möglichkeit so gehalten, daß sie mit dem östlichen Blatt übereinstimmt und direkt verglichen werden kann. Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, wurden viele bereits vorliegende Ergebnisse einfach mit dem entsprechenden Hinweis übernommen. Besonders gilt dies für die von L. HAUSER durchgeführten petrographischen Arbeiten, die in den meisten Fällen auch hier voll anwendbar bleiben. Als Ergänzung zu meiner Arbeit hat mir Herr Dr. L. HAUSER (Mariazell) ein Manuskript überlassen, welches im Anschluß folgt und das die gesteinskundliche Bearbeitung eines gemeinsam begangenen und besprochenen Profiles von besonderer Problematik enthält. Ich möchte an dieser Stelle Herrn Professor W. PETRASCHKE meinen herzlichen Dank aussprechen, ohne dessen stetes freundliches Entgegenkommen viele Begehungen und Untersuchungen unmöglich gewesen wären. Besonders gefördert wurden die Studien durch zahlreiche lehrreiche Aussprachen mit Herrn Professor HERITSCH, der mir aus seinem Besitze auch Schliffmaterial zur Verfügung stellte.

Einleitung zur Stratigraphie.

Die neuen Beobachtungen des Gesteinsbestandes im Grauwackenanteil des Kartenblattes St. Johann a. T. ergaben zum Teil wichtige Erweiterungen unserer Kenntnis des Schichtbestandes gegenüber den im Raum zwischen Leoben und Mautern gemachten Feststellungen, sie zeigten aber auch im westlichen Gebiete (Paltental) eine bedeutende Veränderung des strati-

graphischen Bestandes der gesamten Grauwackenzone. Diese Änderungen beziehen sich nicht nur auf den Ausfall einzelner im O noch ganz wesentlicher Serien, sondern sie komplizieren den Tatbestand durch das Auftreten neuer stratigraphischer und auch tektonisch selbständiger Gruppen.

Was die Vertiefung früherer Beobachtungen anbelangt, so ergab die bedeutend erweiterte Erfahrungsgrundlage die Möglichkeit, früher gewonnene Schlüsse zu verallgemeinern oder auszubauen. Sie macht manches Unverständliche klarer und beleuchtet alte Fragen von einer neuen Seite. Vielleicht am wichtigsten von den in dieser Linie gelegenen Folgerungen ist die neue Fundierung der Feststellung, daß die Rannachserie stratigraphisch wie tektonisch gewissermaßen ein Eigenleben im Raume der Grauwackenzone führt und daß mit der Möglichkeit einer Abtrennung der Plattlquarzite von der Rannachserie gerechnet werden muß.

Das Auftreten neuer Gesteinsgruppen (Serizitphyllite in der Gegend von Trieben) bedeutet nur bedingt eine wirkliche Bereicherung des schon bekannten stratigraphischen Bestandes. Die besonderen tektonischen Verhältnisse im Paläntale wie Unklarheiten der Metamorphose trugen zur Schwierigkeit der Auflösung wesentlich bei. Es zeigt sich jedoch schließlich sehr klar, daß zumindest ein Großteil der anscheinend neu zum Schichtbestand hinzutretenden Gesteine nichts als eine durch Tektonik und Metamorphose anders gestaltete Gruppe von Grauwackenschiefern ist.¹⁾ Allerdings treten hier im W noch unbekannte Schichtglieder und Gruppen auf, die sich zum Teil als das Ergebnis von Faziesänderungen herausstellten.

Es ergab sich mit den Fortschritten der Arbeit, daß man allzu grober Vereinigung in Serien ebenso vorsichtig gegenüber treten muß, wie allzu starker Zersplitterung in Einzeltypen durch inselhaft petrographische Handstückuntersuchung. Die bei einer Übersichtsbetrachtung bis zur Langweiligkeit sich steigernde Eintönigkeit großer Phyllitgebiete löst sich bei genauerer Untersuchung in eine Vielzahl von Gesteinstypen und Gesteinsgruppen auf. In der Schwierigkeit, die die Wahl der Argumente für eine Zusammenfassung zu Gruppen verursacht, liegen die stratigraphischen Irrtümer vieler Bearbeitungen begründet.

Durch die Funde von Versteinerungen des Karbons schien für eine stratigraphische Auflösung der tieferen Grauwackendecken eine Grundlage gegeben. Es beleuchtet die Art der Schwierigkeiten sehr hell, daß bis in die jüngste Zeit hinein Gesteine dem Karbon zugerechnet wurden, die man nun als Silur, vielleicht auch Älteres, kennt. Die neuen Untersuchungen ergaben eine wesentliche Einengung des Begriffes „graphitführendes Karbon“. Es war einerseits der bestechende Graphitgehalt, welcher zu Unvorsichtigkeiten verleitete, oft aber auch die scheinbare Konkordanz, mit der andere Serizitschiefer mit graphitischen Gesteinen im Zusammenhang liegen. Wir sehen daraus, Tektonik im intensiven Stil der Grauwackenzone und die ihr zugehörige Metamorphose schuf Konvergenzen zu ununterscheidbaren Endtypen. Der durch die Fossilfunde sich ergebende Fixpunkt wäre demnach nur so zu verstehen, daß ein Teil der graphitführenden Gesteine dem

¹⁾ Hier, wie auch im folgenden, werden als Grauwackenschiefer jene Schiefergruppen zusammengefaßt, die die oberen Abteilungen der Grauwackenzone unter dem Porphyroid und erzführenden Kalk aufbauen (zum Beispiel auch feinschichtige Grauwackenschiefer HAMMERS). Es ist eine stratigraphisch komplexe Schichtgruppe mit sehr unterschiedlichen Deformationsbildern.

Karbon zuzurechnen sei. Über das Maß der erlaubten Zuordnung sagt dieser Schluß ebensowenig aus, wie darüber, ob nicht auch graphitlose Gesteine zum Karbon gehören.

In einer Unzahl von Einzelbeobachtungen, die in einigen Fällen auch zu weiteren Fossilfunden führten, kam nunmehr der Schluß zustande, daß nur ein Schichtbestand, dessen Hauptglieder schwarze Schiefer bestimmter Art, schwarze Quarzkonglomerate und dunkle, oft gebänderte Kalke sind, den Fossilien zufolge als Karbon in weitestem Sinne bezeichnet werden darf. Entscheidend für diesen letzteren Schluß war die Beobachtung der überall gesetzmäßig miteinander verknüpften, oben genannten Gesteine. Freilich spielen daneben noch andere Gesichtspunkte wie Metamorphose u. ä. eine große Rolle. Es hat sich jedoch gezeigt, daß zum Beispiel ein bestimmter Grad von Metamorphose kein im Streichen konstantes Merkmal ist, womit auch die Bedeutung dieses Gesichtspunktes eingeschränkt werden muß.

Erst wenn durch zahlreiche Beobachtungen der Zusammenhang gewisser Gesteine als Regel erkannt wurde, war dieser Zusammenhang maßgebend für die Fassung einer Einheit. Auf diese Weise kam die Fassung des Karbons, die Zusammenschließung der weißen Marmore, grüner Schiefer mit und ohne Quarzit zu einer Schichtgruppe oder die Abgrenzung der Rannachserie zustande. Es ist klar, daß bei einer solchen Gliederung Gesteine, die untereinander fast gleich sind, in verschiedene Gruppen aufgeteilt werden müssen. So lassen sich gewisse Serizitquarzite der Rannachserie von solchen der Schobereinheit im Einzelhandstück nicht unterscheiden, erst der Zusammenhang mit typischen Baugliedern wurde für ihre Zuordnung bindend.

Aus Vorsichtsgründen möchte ich auf eine Einschränkung hinweisen. Wenn etwa die weißen Marmore und grünen Schiefer gegenüber dem Karbon und anderen Gruppen zu einer bestimmten Einheit zusammengefaßt worden sind, wurde damit bereits die Vermutung stratigraphischer Gleichheit aller dieser Marmore, also gleiches Alter, ausgesprochen. Das gilt nur für die bearbeiteten Gebiete. Für alle außerhalb dieses Gebietes gefundenen Vorkommen sind eigene Untersuchungen notwendig. Gerade die genannte Gesteinsgruppierung ist in der Natur sehr beliebt, Bildungsbedingungen für sie waren im Laufe der Zeiten nur zu oft gegeben.²⁾ Wenn trotzdem der Vergleich mit den Bretsteinmarmoren und ihren Begleitern und die Möglichkeit altersmäßiger Gleichheit ausgesprochen wurde, so hat dies weitergehende Gründe, die auch tektonisch fundiert sind.

Wo in der Natur die Gruppe Marmor und Grünschiefer gestört ist, und nur das eine oder das andere Gesteinsglied auftritt oder eine fazielle Änderung festgestellt werden mußte, sind auch in der Karte gesonderte Signaturen verwendet worden, weil die Zuordnung wegen des Fossilmangels und wegen des Versagens der Regel der Gesteinsgruppierung zu einer bestimmten Gruppe unmöglich geworden ist. Stellt sich trotzdem Gleichheit heraus, kann immer noch zusammengelegt werden.

Große Schwierigkeiten machen mitunter die durch Metamorphose untereinander bis ins einzelne angeglichenen Gesteine, so daß Unter-

²⁾ Tatsächlich finden wir die Grüngesteine mit Anreicherungen von Karbonat nicht nur in der genannten Serie, sondern auch gar nicht selten in den den Grauwackenschiefern zugehörigen Grünschiefern (Diabasabkömmlinge).

scheidungen sich überaus schwierig gestalten. Die tiefsten Zonen der Gruppe der Grauwackenschiefer sind höher metamorph, stärker durchbewegt, als die üblichen Typen und kommen in ihrem Habitus den Quarzphyllonitischen Typen der höher metamorphen Abteilung überaus nahe. Diese Gleichheit des Aussehens hat auch HAMMER erkannt und sie für seine Gleichsetzung der „Quarzphyllite“ bei Kalwang und dieser höher metamorphen Grauwackenschiefer im Paltental benützt (1931). Ein solcher Fall liegt auch auf dem S-Kamm des Hinkarecks vor, hier liegen die randlichen Glieder der hier meist grauen, höher metamorphen Gesteinsgruppe in unmittelbarer Berührung mit den glimmerreichen Grauwackenschiefern, so daß eine Abgrenzung nur schematisch gegeben werden konnte. Biotitführende und feldspatreiche Gesteine kommen hier in beiden verschiedenen Gruppen vor.

Die als zusammengehörig erkannten Gesteinsgruppen, die sich noch zu Serien vereinigen lassen, haben nicht allein einen stratigraphischen Begriffsinhalt, sondern auch einen tektonischen. Die einzelnen Serien sind durch tektonische Linien voneinander getrennt. Doch ist eine solche Trennung im allgemeinen nicht immer streng durchgeführt, da es immer wieder vorkommt, daß serienfremde Gesteine ohne ersichtliche Abtrennung im Verbands einer anderen Serie liegen. Solche können also nicht als tektonisch selbständig erkannt werden. Liegen in einem solchen Falle keine typischen Gesteine vor, so bleibt die stratigraphische Zuordnung zweifelhaft (zum Beispiel schwarze pigmentreiche Schieferfetzen innerhalb der höher metamorphen Serien).

Wenngleich im großen und ganzen tektonische Linien auch verschiedene Gesteinskomplexe voneinander trennen, so lehren doch zahlreiche Beobachtungen, daß tektonische Hauptbewegungen auch stratigraphische Einheiten auseinanderreißen und ihnen durch eine gesonderte tektonische Stellung einen auf den ersten Anblick fremden Stempel aufdrücken. Wir sehen somit, daß der Versuch einer stratigraphischen Teilung nicht ohne intensivstes tektonisches Studium möglich ist und daß die Umgrenzung des Inhaltes einer Seriengemeinschaft zumindest in sehr vielen Fällen auf tektonischen Überlegungen beruht.

Wenn wir eine Gruppe höher metamorpher Gesteine als komplexe Serie etwa den Grauwackenschiefern gegenüberstellen, so drücken wir als unterscheidendes Moment den verschiedenen Grad der Metamorphose aus. Wir müssen uns aber darüber klar sein, daß dieses Moment nicht überall augenfällig ist, wie das Beispiel von S-Kamm des Hinkarecks gelehrt hat. Wir sehen auch oft genug, daß Änderungen der Metamorphose im Streichen selbst erfolgen. Dieser Umstand, wie auch gleichzeitige Faziesänderungen bildeten die großen Schwierigkeiten bei der Auflösung des Baues im Triebener Abschnitt. Die über das Paltental streichenden Grauwackenschiefer zeigen nördlich des Tales die bereits bekannten Grade von Umwandlung, während sie südlich in großen Partien den als „Quarzphyllit“ bekannten Habitus angenommen haben. Erst auf Grund dieser Erkenntnisse war es möglich, den seinerzeit im Gebiete des Traidersberges bei Leoben offengelassenen Fragen näherzutreten. Es kann mit Sicherheit angenommen werden, daß höher metamorphe Grauwackenschiefer am Aufbau, besonders der N-Seite, des Berges beteiligt sind und die Vermutung ausgesprochen

werden, daß seine Hauptmasse aus höher metamorphen Vertretern dieser Grauwackenschiefergruppe besteht.

Felddiagnostisch läßt sich demnach auch das Merkmal der Metamorphose nicht vorbehaltlos verwenden, was übrigens auch in der Zusammensetzung der höher metamorphen Gesteinsserie zum Ausdruck kommt. Den sich hierdurch ergebenden Schwierigkeiten wird man allein durch konsequente gefügekundliche Untersuchungen beikommen können. Leider waren deren Methoden dem Verfasser zur Zeit der Untersuchungen noch nicht geläufig.

Die Rannachserie.³⁾

Während im Mur- und Liesingtal die Rannachserie nur einen verhältnismäßig schmalen Randstreifen der Grauwackenzone ausmacht, entwickelt sich ihr Gesteinsbestand westlich von Mautern zu außerordentlicher Breite. Hand in Hand mit dieser gewaltigen Entwicklung geht eine leichte Veränderung des Schichtbestandes, der sich weniger im Auftreten neuer Glieder als vielmehr in der überaus mächtigen Entfaltung der Serizitquarzite und Serizitquarzitschiefer äußert. Die Plattquarzite, die im früher erwähnten Gebiete als Glieder der Rannachserie behandelt wurden und dort deren Hauptbestand ausmachen, verschwinden bei Mautern. Über ihre Stellung und Vergleichsmöglichkeiten mit verwandten Gesteinen ist im nachfolgenden Abschnitt die Rede.

Das Rannachkonglomerat nimmt wie im O zumeist die tiefsten Lagen des Schichtkomplexes ein. Seine Mächtigkeit schwankt ebenso wie die Geröllgröße und die Dichte der Geröllpackung. Neben sehr lose verstreuten Geröllquarzen in einer flaserigen Serizitquarzitmasse, gibt es schöne, in Lagen geordnete Packungen. Die Größe der Quarzrundlinge schwankt von Lage zu Lage. Einige genauere Beobachtungen zeigten überdies, daß nicht alles, was beim ersten Anblick als Gerölle scheinen will, auch genetisch als ein solches zu deuten ist. Nicht selten läßt sich der Nachweis erbringen, daß geröllartig aussehende Quarzlinien auf zerrissene und abgequetschte Quarzgänge zurückzuführen sind. Trotz vielfacher Suche gelang es mir nicht, im typischen Rannachkonglomerat andere Gesteine als Quarze unter den Geröllen zu finden.

Mir liegt nunmehr das von VACEK gefundene Stück des Rannachkonglomerates aus dem Rannachgraben bei Mautern vor, in welchem sich außer Quarzgeröllen auch andere Gesteinsarten vorfinden. Von diesen entspricht nun kein einziges schon nach makroskopischem Befund irgend einem Typus von Gneisen der Seckauer Tauern.

Es handelt sich vielmehr neben den gewöhnlichen Quarzgeröllen um mehrere Gerölle von feinkörnigen Quarziten und feinkörnigen Apliten. Möglicherweise ist auch ein größerer Fetzen eines grauen schieferigen Sandsteines als Gerölle zu werten. Die Aplite haben kein Äquivalent in den Seckauer Tauern, haben dagegen Vergleichsmöglichkeiten in den

³⁾ Als Rannachserie wird hier nur das zusammengefaßt, was mit dem typischen Rannachkonglomerat engste Verbundenheit aufweist. Die alte Definition SCHWINNERS, nach der „Quarzphyllit“ das Hauptgestein ausmacht, läßt sich nach den Feststellungen einer stratigraphischen Trennbarkeit der Quarzphyllite nicht aufrechterhalten. Es besteht auch kein triftiger Grund, auf die über dieses Thema geführte Diskussion (SCHWINNER—CORNELIUS, SCHWINNER 1929, 1936, CORNELIUS 1935) einzugehen.

geschieferten feinkörnigen Apliten der Grauwackenzone. Keinesfalls ist der Schluß von VACEK berechtigt, nach welchem die Entstehung des Rannachkonglomerates in eine Zeit nach der Intrusion der Seckauer Granite fällt.

Es muß in diesem Zusammenhang bemerkt werden, daß die feinkörnigen Aplite, welche als Gerölle in den Grüngesteinen nördlich von Kalwang und auf dem Kaintaleck auftauchen, dem gleichen Typus entsprechen wie die Gerölle im Rannachkonglomerat, allerdings läßt sich daraus kein Schluß auf das Alter ableiten.

Die Hauptmasse der Gesteine der Rannachserie sind Serizitquarzite, Serizitquarzitschiefer, Serizitphyllite in jedem Mischungsverhältnis. In diese Gesteine, vereinzelt auch in die mit dem Rannachkonglomerat verbundenen

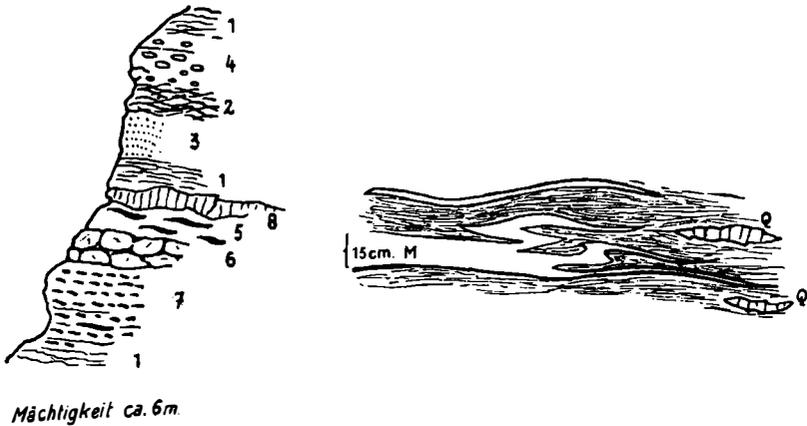


Abb. 1.

Aufschlüsse auf dem Kamm des Roßschwanz, Gebiet der Hoch-Reichart-Hütte. Typische Karbonatführung in der Rannachserie.

1. Serizitquarzit. 2. Gefasertes Serizitquarzit. 3. Dunklerer Quarzit mit reichlich Rostflecken und vereinzelt Feldspat. 4. Rannachkonglomerat. 5. Quarzit mit gelblichen Marmorlinsen. 6. Marmorbank. 7. Quarzit mit Karbonatfasern. 8. Eingewalzter Quarzgang.

Abb. 2.

Verwalzte Marmorbänder und Quarzknuern im Serizitquarzitschiefer.

Quarzitzüge, sind die Lagen mit Karbonat eingestreut, über deren Natur bereits mehrfach gesprochen wurde. Die 1938 gemachten Ausführungen erhalten durch die Beobachtungen auf dem vorliegenden Kartenblatt ihre volle Bestätigung. Textabb. 1, 2 erläutern die typischen Verhältnisse in den karbonatführenden Schichten der tieferen Rannachserie. Die seinerzeit unter gänzlich falschen Voraussetzungen gegebene Bezeichnung „Seitnerbergmarmor“ für diese Karbonatanreicherungen ist wohl zu streichen.

Die in der Gegend von Kaisersberg bis Mautern so reich entwickelte Abteilung der Rannachserie, die durch ihren Gehalt an kleinen weißen Feldspäten ausgezeichnet ist, tritt im Gebiet der Frauengrabengneise auch auf das vorliegende Kartenblatt und ist auch im S-Gehänge der Barhuber Mauer zwischen Kalwang und Wald gut zu beobachten. Weiter westlich

verschwindet diese Ausbildung. Auf Grund der neueren Beobachtungen bin ich der Meinung, daß das Aufblühen dieser Feldspate in einem genetischen Zusammenhang mit den Zügen der von HAMMER als Frauengrabengneise bezeichneten Gesteine steht.

Aus dem Gebiete des Leimsgrabens streichen die Züge jener Frauengrabengneise (HAMMER, 1924) bis in die Gehänge östlich des Hagenbachgrabens. Man findet sie in mehreren Zügen und kleinen linsenförmigen Einschaltungen in den Rannachgesteinen, wobei sie, über die vielfältige Erscheinungsweise in dem früher beschriebenen Kartenblatt hinausgehend, wieder neue Typen zeigen. So konnten örtlich schöne Biotitflasergneise beobachtet werden, deren Habitus sich im Streichen stark ändert und die auch unter dem Mikroskop hinsichtlich ihrer Textur und ihres Mineralbestandes keinen wesentlichen Unterschied gegenüber den grauweißen Gneisgraniten des Hoch-Reicharts aufweisen. Jedenfalls sprechen auch hier die systematisch gesammelten Beobachtungen gegen eine mechanische Einbeziehung dieser Gneise in den Verband der Rannachserie. Es scheinen sich vielmehr genau im Sinne der schon 1938 gegebenen Deutung die genetischen Beziehungen zwischen den Frauengrabengneisen und den Gneisgraniten der Seckauer Tauern, die wir nunmehr als migmatische Gebilde kennenlernen, immer enger zu gestalten.

Die Quarzite des Sulzbachgrabens nördlich Wald.

Im Sulzbachgraben taucht unter dem gefalteten graphitischen Karbon mit tektonischem Kontakt zu diesem eine etwas nach SSW übergelegte Antiklinale von weißen Quarziten auf. Diese stehen in anscheinend gleicher tektonischer Position unter dem Karbonzug, wie die Gesteine der Rannachserie südlich davon. Man müßte sie auch zu dieser Gesteinsgruppe stellen, wenn nicht die besondere Eigenart dieser Quarzite gegenüber den südlich anstehenden Gesteinstypen der Rannachserie zur Vorsicht mahnen würde.

Der Hauptvertreter im Sulzbachgraben ist ein ausgezeichnet gebankter ebenflächiger, äußerst dichter und splittiger brechender Quarzit von weißer bis hellgrauer Farbe. Weder im Handstück noch im Aufschluß lassen sich bevorzugte Streckungsrichtungen erkennen. Dichte Kluftscharen durchziehen die Gesteine. Die Quarzite sind relativ arm an Glimmern und zeigen nur feine Serizite. Ihre Farbe spielt bezeichnenderweise oft ins Weißgrünliche. Auch u. d. M. lassen sich diese Gesteine von den vielfach beschriebenen Plattlquarziten nicht unterscheiden.

In den randlichen Abschnitten gegen das Karbon und auch in den einzelnen Lagen im Inneren der Antiklinale sind dünnblättrige, seltener ausgesprochen geschieferte und serizitreiche Lagen zu beobachten. Nur an einigen Stellen lassen die Beobachtungen darauf schließen, daß diese geänderte Form eine Funktion der Tektonik sei, es muß allerdings auch die Annahme sedimentärer Verschiedenheit offengelassen werden.

Die Quarzite des Sulzbachgrabens stehen als Einzelgänger, die nicht zwanglos einer Serie anzugliedern sind, allen Quarziten des übrigen Kartenblattes gegenüber. Sie lassen sich am ehesten noch mit den Plattlquarziten des Mur- und Liesingtales vergleichen, was auch im mikroskopischen Bilde stark zum Ausdruck kommt. Weitere Vergleichsmöglichkeiten aber geben sich auch, wenn man die plattigen Quarzite der Flietzenschlucht heran-

zieht. Auch die Quarzite von Thörl bei Aflenz müssen berücksichtigt werden. Gegenüber den unzählig verschiedenen Quarzitvarianten in der Grauwackenzone entsprechen gerade diese genannten Quarzite einem besonderen Typ, und es fällt schwer, gerade diese Quarzite als zufällig gleiche, aber stratigraphisch verschiedene Gesteine zu werten. Wenn wir uns aber für die Gleichsetzung entschließen, müssen wir, gerade im Hinblick auf die tektonische Stellung der Gaisborner und Thörl Quarzite, den Plattlquarzit entgegen früherer Meinung als nicht zur Rannachserie, sondern nur tektonisch dieser zugesellt ansehen. Es ist in dieser Hinsicht ein ausgesprochener Mangel des Kartenblattes Leoben—Mautern, daß die Plattlquarzite nicht gesondert ausgezeichnet sind. Es soll daher an dieser Stelle noch einiges über deren Verbreitungsgebiet gesagt werden.

Die Zusammensetzung der auf dem Kartenblatt ausgeschiedenen Rannachserie unterschied sich im wesentlichen durch das Vorhandensein der Plattlquarzite von der Zusammensetzung westlich Mautern. Im Raume von Leoben ist der Plattlquarzit wohl das wichtigste Bauglied, während die Rannachkonglomerate und die ihnen zugehörigen Serizitquarzite dagegen meist stark zurücktreten. Immer bilden nur Plattlquarzite das Hangende über dem Rannachkonglomerat, und nur dort, wo dieses fehlt, treten sie an das Kristallin heran. Erst im unteren Liesingtal erleidet der geschlossene Zug der Plattlquarzite dort Unterbrechungen, wo sich die übrigen Glieder der Rannachserie kräftig auszudehnen beginnen. Mit der mächtig sich ausbreitenden flachen Gesteinsmasse der Rannachserie bei Mautern verschwindet der Plattlquarzit.

Wenn man das antiklinale Heraustreten der Sulzbachquarzite und der der Flietenschlucht als ein Wiederauftreten der Rannachserie deuten will, muß man den sonderbaren Umstand beachten, daß dies gerade die Plattlquarzite tun, die von Mautern westwärts verschwunden waren, wahrscheinlicher erscheint mir, gerade in Analogie zu den Thörl Quarziten, daß im Gebiete des Mur- und Liesingtales die Plattlquarzite in tektonischem Zusammenhang mit der hier stark reduzierten Rannachserie stehen, ein Zusammenhang, der westwärts verlorenging und, wie es scheint, auch im Mürztal nicht vorhanden ist.

Das Grenzgebiet der Rannachserie gegen das Kristallin der Seckauer Tauern.

Wenn man in den Tälern südlich des oberen Liesingtales gegen S. gegen die Gruppe des Hoch-Reicharts und Grieskogels, wandert, sieht man die Gesteine der Rannachserie in überaus flacher, oft sogar söhnliger Lagerung und großer Mächtigkeit dem Kristallin nördlich vorgelagert. Berücksichtigt man diese flache Lagerung, so fällt das unvermittelte Aufsteigen der kristallinen Gesteine im S als starker Gegensatz auf. Es war von vornherein klar, daß die Berührungsfläche beider Gesteinsgruppen entweder eine diskordante, tektonische oder eine noch unbekannt primäre sein mußte. Auch die Möglichkeit von steil N-fallenden Abschiebungen der Rannachgesteine von ihrer kristallinen Basis mußte erwogen werden. Es zeigte sich im Laufe der Untersuchungen, daß für diese letztere Deutung in der Natur keinerlei Anhaltspunkt vorhanden ist. Es wurden daher in den gut aufgeschlossenen, hochliegenden Seitenkämmen genauere Untersuchungen an-

gestellt, da es sich zeigte, daß die von HAMMER 1924 für das Gebiet südlich von Mautern gegebene Deutung weiter westlich nicht anwendbar ist. Nach dem Profil HAMMER vom Feisterer Horn liegen über den flach N-fallenden Graniten konkordant zunächst die grobklastischen, etwas höher die feinklastischen Bildungen der Rannachserie.

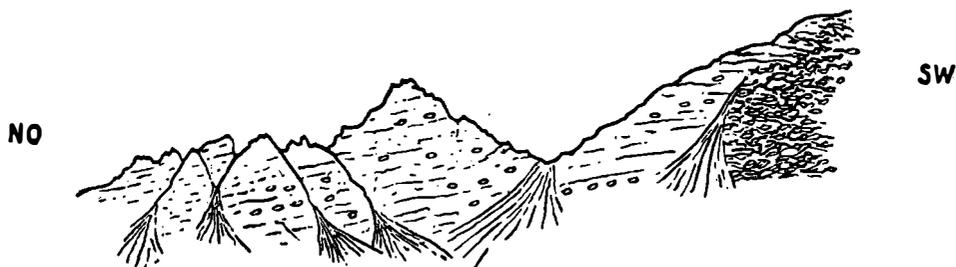


Abb. 3.

Die Kristallingrenze am NO-Grat des Kerscherkkogels, gesehen vom Hühnerkar. Die Rannachserie mit spärlich eingelagerten Konglomeratbänken liegt sehr flach und geht im S allmählich mit zirka 60° N-fallender Grenze in die Gneisgranite des Hoch-Reichart über, ohne daß die angedeutete Schutrinne einer Störung entsprechen würde.

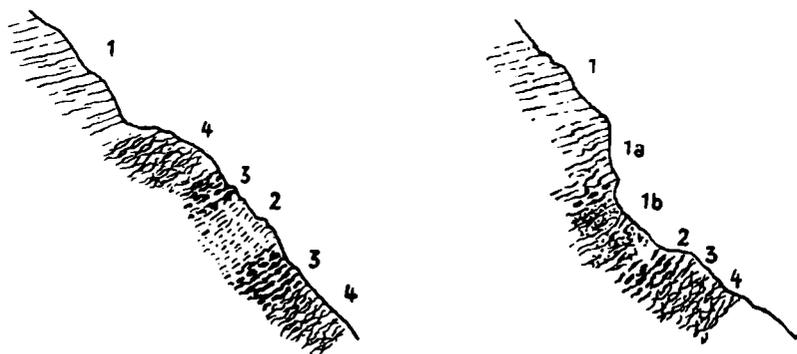


Abb. 4 und 5.

Aufschlüsse am Feistererhorn ober der Reicharthütte: 1. Normalentwicklung der Rannachserie (a) mit Konglomerat und etwas Feldspat, b) Feldspat überwiegend im Serizitquarzit). 2. Dunklere Ausbildung mit etwas Feldspat, Rostflecken und Biotit. 3. Feinlagiger Biotitgneis (Übergänge zu 2). 4. Grobgefaserter Biotitgneis (Gneisgranit des Hoch-Reichart).

Demgegenüber zeigte sich das Verhältnis beider Gesteinsgruppen im Raume südlich von Wald wesentlich komplizierter. Wohl am deutlichsten ist das Grenzverhältnis auf dem NO-Grat des Kerscherkkogels aufgeschlossen (Text Abb. 3). Man kann hier in einer einzigen, lückenlos aufgeschlossenen und ungestörten flachliegenden Bank der Rannachquarzite in die Gneisgranite gelangen, ohne dabei eine Störung oder eine andere Lage zu betreten. Ebenso zeigen sich die Verhältnisse an zahllosen anderen Stellen. Wir sehen zunächst bei der Annäherung gegen die Gneisgranite

das Aufblühen von Feldspäten, gegen S an Größe und Zahl zunehmend, später das Hinzutreten von Biotit, wobei die Gesteine immer mehr den bekannten Habitus der Gneisgranite des Hoch-Reicharts annehmen. An zahlreichen Stellen und an den später zu besprechenden Einschaltungen deutlicher Sedimentgesteine in den Gneisgraniten zeigen sich vergleichsweise viel kräftigere Detailfältelungen als im Inneren der typischen Rannachgesteine.

Im folgenden wird die Petrographie der Gesteine dieses Grenzgebietes behandelt, wobei von den einzelnen Lokalitäten jene Typen herausgegriffen werden, die die Grenzverhältnisse charakterisieren und die immer wieder zu finden sind. In dem früher erwähnten NO-Grat des Kerscherkogels liegen in der etwa 20m mächtigen Grenzzone folgende Haupttypen von Gesteinen:

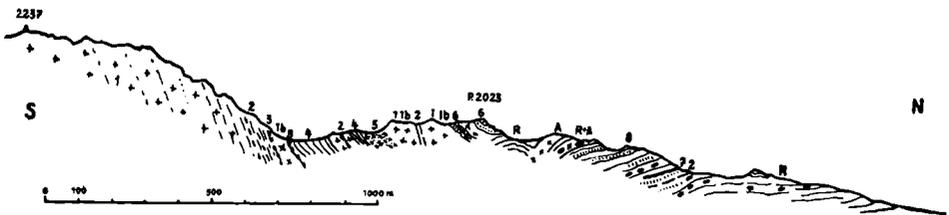


Abb. 6.

Die Verhältnisse an der Kristallingrenze vom Geyerkogel nach N.

1. Grober Biotitgneis, 1b. schieferiger Biotitgneis mit großen Feldspatäugen, A. glimmerarmer aplitischer Gneis. 2. Stark verschieferter Biotitgneis von stark wechselnder Zusammensetzung. 3. Hornblendeführende Lagen in 2. 4. Sehr feinelagige dichte Biotitgneise. 5. Dunkelgraue Lagenquarzite mit Feldspat und Biotit in wechselnder Menge. 6. Biotitschiefer, Biotitquarzit. 7. Dichte Quarzillage mit wenig Biotit. 8. Feldspatreiche Glieder der Rannachserie, Gestein etwas dunkler als normal, oft aplitischen Habitus annehmend. R. Normalgesteine der Rannachserie mit Geröllstreuung.

1. Plattiger hellgrauer Glimmerquarzit der Rannachserie mit auffallend vielen braunen Rostflecken. Typisches Begleitgestein des Rannachkonglomerates, wenig kleine Feldspäte, keine Internfaltung.

2. Anscheinend normaler Quarzit, glimmerreicher als normal, Farbe wechselnd hell bis dunkelgrau. Im Querbruch erscheinen die weißen bis gelben Feldspäteinsprenglinge, zunächst noch klein, nicht über 3 mm im Durchmesser hinausgehend. Streckrichtung im Gestein stark entwickelt, entsprechend der im ganzen Gestein sehr ausgeprägten Scherfaltung.

3. Wesentlich mehr braune Rostflecken als der zweite Typus. Der quarzitisches Habitus ist deutlich, Feldspäte in augiger Form im Gestein verstreut. Gegen den Gneisgranit zu steht dieses Gestein in kontinuierlichem Übergang.

4. Dieser Typus zeigt im Handstück vollkommen das Aussehen der üblichen flaserigen Gneisgranittypen. Biotit tritt in wechselnden Mengen in kleinen Individuen und in verschmierten Häuten auf. Er zeigt jedoch noch nicht die Größe und Menge wie im normalen Gneisgranit.

U. d. M. zeigen die ersten drei genannten Gesteine deutliches serizitquartzitisches Grundgewebe wie die übrigen Rannachgesteine. Schwache Rekrystallisation der Glimmer in den Scherfalten und zumeist vollkommene Ausheilung der Quarze. Akzessorisch tritt im Grundgewebe saurer Plagioklas entweder als kleiner Rundling oder fetzig in das Gefüge eingespannt auf. Zwillingsbildung nach dem Ab-Gesetz. Wenig Apatit, selten kleiner Turmalin. Neben den feinen Gewebsanteilen treten auch Züge von grobem Quarzpfaster auf, dessen Individuen verzahnt sind. Epidot und sekundärer Chlorit treten spärlich auf.

Die als Porphyroblasten gewachsenen Feldspate wechseln in Menge und Größe stark, meist drücken sie das Gewebe auseinander, doch gibt es auch Stellen, bei denen das Gewebe am Porphyroblasten abstößt; Einschlüsse sind selten. Es handelt sich um klare, schwach gefüllte zwillingsarme Plagioklase, seltener um Mikroklin oder Orthoklas und Mikroperthit.

Die Biotitführung dieser Gesteine ist im Gegensatz zum Gebiete des Hoch-Reichart wesentlich schwächer, nur selten findet man größere Individuen, die sich an die vorhandenen Serizitzüge anlehnen.

Das vierte Gestein zeigt im Dünnschliff die gleiche Entwicklung des Grundgewebes und die gleiche Ausbildung der Feldspatporphyroblasten. (Ziemlich dicht aneinanderstehend, Größe wechselnd.) Auffallend ist das Vorkommen von schwach pleochroitischem Chlorit neben Biotit zwischen den feinsten Erzpartikeln. Der Chlorit tritt in feinen Individuen, zum Teil auch im Inneren der größeren Feldspate, auf. Es scheint sich hier um eine schwache und örtlich stark wechselnde Diaphthorese zu handeln. An mehreren Stellen befindet sich nämlich der Biotit auch im normalen Erhaltungszustand, ohne deutliche Zeichen von Durchbewegung, meist umgeben von mehreren Erzpartikeln und krümeligem Feinkornepidot.

Ähnliche Verhältnisse, wenn auch in wenig klarer Lagerungsform, konnten im ganzen Gebiete des Grieskogelkammes festgestellt werden.

Auch aus der Umgebung des Hoch-Reicharts liegen mehrfache Beobachtungen vor (Textabb. 4, 5). Neben den bereits beschriebenen Typen, welche allerdings hier meist etwas reicher an Biotit sind, kommen hier auch im Wechsel mit Quarziten sehr feinkörnige flaserige Gneisgranite vor. Ein solches Stück 20 m unter der Grenze am Klein-Reichart zeigt auf den s-Flächen graubraune Farbe, die von den feinen Biotithäuten herrührt. Über diesen liegen auch größere und nicht verletzte, tief dunkelbraune Blättchen bis zu 3 mm im Durchmesser. Im Querbruch tritt das flaserige Gewebe mit den Feldspatäugen deutlich hervor.

Der Dünnschliff zeigt als Grundgewebe einen rekristallisierten Serizitfilz, überaus wenig Quarzlinzen und vereinzelt kleine, unregelmäßig geformte Albit-oligoklase. Es kommen auch Orthoklas-Mikroperthit hinzu. Wo sich die ausgelappten Feldspate häufen, sieht man meist einheitliche Auslöschung. Es handelt sich um Einkristalle, die das Grundgewebe durchwuchern. Daneben gibt es große, einschlußarme Augenfeldspate mit schwacher Serizitfüllung. Im Grundgewebe verstreut liegen große Biotitscheiter mit kräftigem Pleochroismus (tief dunkelbraun und hell strohgelb), außerdem Muskowit in Schuppen und selten Erz. Große Linsen von klaren, ineinander verzahnten Quarzkristallen machen den Eindruck ausgewalzter Gerölle.

Aus der Gneisgranitmasse selbst liegen mir Stücke vor, welche die Grenze der normalen Gneisgranite gegen Lagen eingeschlossener Quarzite enthalten. Bei einem Handstück vom Hefenbrecher im Hoch-Reichart-Gebiet machte der dünn geschieferte Anteil den Eindruck eines sehr dichten Biotitquartzitschiefers mit sehr wenig Feldspatäugen. Der andere Teil zeigt schon im Querbruch deutlich das gleiche Grundgewebe, jedoch flaserig und um große Feldspatäugen herumfließend. Neben den Feldspatporphyroblasten treten hier auch große Biotite auf.

Unter dem Mikroskop zeigt das Grundgewebe gleichmäßige Eigenschaften in beiden Anteilen des Schliffes. Es beherrscht den feinschieferigen Anteil und löst

sich im anderen Abschnitt in Flasern auf, zwischen denen die großen Feldspat-Augen sitzen. Es handelt sich um parallel gestellte und untereinander verzahnte Quarzstengel, die zwischen sich ein feinstes Quarz-Serizit-Biotit-Gemengsel führen. Vereinzelt tritt auch der gleiche Serizitfilz auf, wie er schon mehrfach beobachtet werden konnte. Überdies liegen scharf in s eingeordnet lange Züge von Biotit in schönen, unverletzten Scheitern. Im Grundgewebe wuchern stark gefüllte Plagioklase, aber auch etwas Mikroklin, Mikroperthit. Akzessorisch tritt krümeliger Apatit und Granat auf. Letzterer zeigt um sich einen aus Biotit, Muskowit und Feinkorn-epidot bestehenden Hof, und besonders die kleinen Individuen zeigen solche Auflösungserscheinungen. Vielleicht lassen sich mehrfach vorkommende Knäuel von Biotit und Epidot und feinsten Feldspatsubstanz auf solche kleine Granaten zurückführen.

Die Augenfeldspate sind meist Orthoklase mit Plagioklasrändern oder große, zwillingsreiche Albitoligoklase. Die Füllung ist deutlich, aber nie besonders dicht. Mikrokline und Perthite sind seltener. Die Feldspate sind gegen die Grundgewebsflatschen meist nicht klar abgesetzt, sondern von diesen durch einen unregelmäßigen feinsten Körnersaum von Quarz, Plagioklas, Serizit getrennt.

Der Habitus der Gneisgranite weiter im Inneren wechselt von Ort zu Ort innerhalb bestimmter Grenzen sehr häufig. Die augenfälligsten Veränderungen entstehen durch die wechselnde Menge und Größe der Feldspat-Augen und des Biotites. Umfassende Beobachtungen und Untersuchungen über diese Gesteine liegen aber derzeit noch nicht vor. Wichtig ist die große Anzahl von Einschüben mehr oder minder veränderter Sedimentgesteine, die ihren Typus (Quarzite, Quarzitschiefer, Marmorlinsen) soweit bewahrt haben, daß sie noch auf die Rannachserie bezogen werden können. Besonders schön lassen sich solche Typen in einer steilen Rinne beobachten, welche von der Schönebenalm zum P. 2308 (Vorgipfel des Hoch-Reicharts) hinaufzieht. Quarzite, Marmorlinsen sicher sedimentärer Entstehung stehen hier in engstem Verbands mit Aplittypen, welche durch ihr regelmäßiges Quarzlagengefüge und die reihenweise Anordnung ihrer Feldspate ohne Anzeichen nachkristalliner Verschiebung die Anteilnahme von Sedimentmaterial erkennen lassen. Diese hellen Gesteine sind über große Strecken des Hoch-Reichart-Gebietes wie eine aplitische Randfazies zu verfolgen, ohne aber dabei regelmäßig aufzutreten.

In der Rinne wie in den Steilwänden unter dem Hirschkarlgrat (westlich P. 2308) konnte auch eine an Quarzgänge (vereinzelt auch Lagergänge) gebundene Kupferkiesvererzung festgestellt werden, die durch große Biotite, Turmalin, eisenreiches Karbonat und Chloritnester in der Gangart ausgezeichnet ist.

Sedimentabkömmlinge im Verbands der Gneisgranite liegen zumeist in Form von Biotitquarziten, Biotitquarzitschiefern, glimmerarmen und limonitfleckenführenden Quarziten, schwach verdauten Marmorlinsen vor.

Wie uns die Dünnschliffe erweisen, so ergeben auch makroskopische Beobachtungen in der Natur die Anteilnahme von Sedimentmaterial in den Gneisgraniten. Am Gipfelaufbau des Kerschernkogels, im N-Gehänge des Grieskogels, konnte ich weit im Inneren des Verbreitungsgebietes dieser Gesteine stark gefaltete Quarzite mit großen Feldspat-Augen und Biotit finden, welche typische Gerölle des Rannachkonglomerates führen.

Überall, wo infolge guter Aufschlüsse genauere Studien gemacht werden konnten, zeigte sich die eben geschilderte Erscheinung, aber auch eine allmähliche Umdrehung der Fallrichtungen in die beiden südlichen Quadranten. Im Grenzgebiet selbst finden wir das Hineinstreichen der flachliegenden Rannachquarzite in das Kristallin und Hand in Hand damit

nach innen zunehmende Faltung der s-Flächen, zuweilen bis zur Ausbildung schöner Scherflächen von mikroskopischem bis zu Dezimeter erreichendem Ausmaß.

Nach den gegebenen Beobachtungstatsachen handelt es sich hier um einen primären Verband der Rannachserie mit dem Kristallin, von dem zumindest die randlichen Vertreter als Migmatite anzusprechen sind. Wenn man sich auf die kürzlich von CLOOS und RITTMANN (Geol. Rundsch. 1939) gegebene genetische Klassifikation von Plutonen bezieht, handelt es sich im vorliegenden Falle um das Grenzgebiet eines Diapir-Migma-Plutons.

Wie wechselvoll die Erscheinungen im weiteren Verlauf der Grenze sind, zeigen die Beobachtungen im westlichen Teile des Kartenblattes, nördlich des Geierkogels. Aus dem beigegebenen Übersichtsprofil (Textabb. 6) ist der mehrfache Wechsel kristalliner Gesteinsbänder oder flacher Linsen mit Gesteinen der Rannachserie ohne Spur gegenseitiger tektonischer Vermischung ersichtlich. Während im ersten besprochenen Gebiete die im Kristallin liegenden Gesteine in einem breiten Randstreifen im allgemeinen verhältnismäßig einförmig sind, finden wir hier eine überaus reiche Entwicklung verschiedener Typen, auf welche einzugehen erst im Rahmen einer eingehenden Bearbeitung des Kristallins sinnvoll ist.

Wir sehen übrigens ähnliche Wechsel von Gneisgranitbändern mit Quarziten auch in den Grenzlagen des Feistererhorns oder Klein-Reicharts. Oft ist ein solcher Wechsel auch nur durch die verschiedene Größe der Feldspatagen angemerkt (Textabb. 4, 5). Im Einzugsgebiet des Hagenbachgrabens und östlich darüber scheint übrigens der Grenzstreifen, der noch am Kerscherkogel mit etwa 60 Grad N-Fallen durch die flache Bankung der Rannachquarzite hindurchschneidet, im allgemeinen flacher zu liegen. Dies scheint mir besonders aus den Aufschlüssen im tiefsten Gehänge des Roßschwanz gegen den oberen Hagenbachgraben hervorzugehen. Man sieht hier die bereits geschilderten Übergangsglieder in ziemlich flacher Lagerung ein Stück weit mit dem Gefälle des Grabens mitgehen. Auch im obersten Gaisgraben dürften ähnliche Verhältnisse vorliegen.

Obwohl im unteren Liesingtal und Murtal, wie schon mehrfach erläutert wurde, tektonisches Grenzverhältnis zwischen beiden Einheiten herrscht, lassen doch die letzten Beschreibungen eines solchen Grenzstückes (HAUSER, 1938) sehr weitgehende Schlüsse darauf zu, daß der ursprüngliche Verband nicht viel anders ausgesehen haben dürfte als weiter im W. Auch hier muß Sedimentmaterial in den Gneisgranit-Myloniten angenommen werden.

K a r b o n.

Die Abgrenzung dieses Schichtkomplexes deckt sich vollkommen mit den bereits gegebenen Erläuterungen. Die neueren Beobachtungen ergaben lediglich in einzelnen Punkten eine Vertiefung unseres Wissens, erforderten jedoch keine Revision. Lediglich einzelne aus der Gemeinsamkeit herausfallende Schichten erfordern eine gewissermaßen selbständige Erläuterung, da ihre Zusammengehörigkeit weder mit dem Karbon noch mit den anderen Schichtgruppen gesichert ist, ihr Vorkommen hingegen ein enges Verbundensein mit dem Karbon zeigt.

Die Hauptrepräsentanten des Karbons sind graphitische, meist schieferige Gesteine in Verbindung mit Kalken, aber auch ohne diese. In Analogie zu den fossilführenden Karbonschichten können wir auch auf dem vorliegenden Kartenblatt die gleichen Schichtgruppen ohne Schwierigkeit als Karbon ansehen.

Die kalklose, dafür aber an Konglomeraten reiche Schichtgruppe, die bei Kaisersberg und in der Leims Graphit führte, taucht als tektonisch Liegendes des Triebensteinkalkes auch im W wieder auf und läßt keine ihrer typischen Eigenheiten vermissen. Auch im Sunk führte dieser an sandigen und quarzitären Gliedern und Konglomeraten reiche Gesteinskomplex bauwürdige Mengen von Graphit. Hier, im Triebener Gebiete, sind die Konglomerate nicht nur reine Restscholter, sondern führen außer den Quarzen auch noch reichlich andere Gesteine, die alle gut gerundet und noch im Konglomerat nachträglich verquetscht sind. Graue, schwach kristalline serizitführende Sandsteine mit und ohne Feldspat erinnern stark an manche Typen der Rannachserie. Daneben findet man auch dichte sandige graue Schiefer mit geringer Metamorphose und Lydite. (Besonders reichhaltig ist eine Fundstelle an dem Schienenweg von der Sunkbrücke taleinwärts.) Die Geröllführung ist meist schütter und wechselt in den einzelnen Lagen stark ab, sowohl was die Geröllgröße wie auch die Dichte der Packung anbelangt.

Am Brunnebenkamm nördlich von Wald konnten außerdem in reichlicher Entwicklung feinklastische Gesteine gefunden werden, deren Graphitreichum gegenüber den Schiefen gering ist. Neben den feinen Quarzen, welche als Geröllchen in Lagen angeordnet sind, findet sich auch Feldspat in stark wechselnder Menge, zum Teil mit rostigen Verwitterungsflächen und durch seine stark wechselnde Größe bemerkenswert. Diese Gesteine sind Arkosen, den dunklen Quarzkonglomeraten an die Seite zu stellen.

Die Kalke zeigen in den Schichtbeständen nördlich des Liesingtales das gleiche Aussehen, wie dies bereits aus der Leobener Gegend bekannt ist. Südlich von Wald setzen nun im Gehänge des Walder Schobers mit Graphitschiefer verbundene Kalke ein, die sich in ihrem Aussehen in Einzelheiten vom allgemeinen Typus unterscheiden. Im allgemeinen sind sie graublau, feinkristallin, und viele ihrer Lagen zeigen am frischen Bruch eigenartigen Fettglanz. Diese Kalke führen feinste Quarzstückchen fein verteilt. Dort, wo sie größere Mächtigkeit aufweisen, ist ihre Schichtung schwer feststellbar. Die Kalke sind hier ziemlich dicht und stark geklüftet. Fast überall, wo ausreichend Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen noch diese mächtigen ungliederten Kalke in ihren randlichen Lagen gegen die begleitenden schwarzen Schiefer dünnblättrige, äußerst kräftig graphitisch pigmentierte Lagen. Diese Plattenkalke sind meist Träger von Fossilspuren. Meist findet man hier Krinoiden, aber auch stark unkristallisierte Reste von Einzelkorallen, die stark ausgewalzt und zu Linsen gestreckt sind. Die einzelnen Platten der Kalke sind durch schieferige graphitische Häute voneinander getrennt und geben beim Anschlagen einen hellklingenden Ton.

Die Fazies dieser Kalktypen zeigt ganz auffallende Ähnlichkeit mit den Triebensteinkalken, wo die plattigen graphitischen Lagen die Fossilien des Unterkarbons geliefert haben. Die graublauen quarzföhrnden Kalke konnte ich im Triebenstein, wie in den Kalken der Sunkmauer wiederfinden. Daß diese beiden Kalktypen nicht verschiedener Herkunft sind, geht ebenso wie

im Schobergehänge auch aus den Aufschlüssen am Triebenstein selbst hervor. Im Profil oberhalb des Irzberges (Triebeinstein S) liegen über stark graphitisch abfärbenden, schwer verwalzten Schiefen ganz plattige Kalke mit häufigen, leider aber unbestimmbaren Lebensspuren, und in den höher liegenden Kalkpartien die hier allerdings stark zu Stengeln verwalzten hellblauen Kalke. Ähnliche Feststellungen können auch im Gehänge der Sunkmauer zum Ochsenbachgraben gemacht werden. Auch die in den Schiefen der Krautbauernalm auf dem Triebenstein eingewickelten Kalkketzen unterscheiden sich von der Hauptmasse der mächtigen Triebensteinkalke, sind aber an vielen Stellen nicht von diesen zu trennen.

Mit Ausnahme des vom üblichen Bilde der Kalke besonders abweichenden Typus des Triebensteinkalkes läßt sich eine fazielle Differenzierung gegenüber den im allgemeinen als Oberkarbon angesehenen Schichten nicht durchführen. Das hat einerseits seinen Grund in der immerhin starken, auf die Tektonik zurückgehenden Deformation, vielleicht aber auch darin, daß in der tektonischen Einheit des Triebensteins außer dem Kalk sehr spärliche Schiefer aufgeschlossen sind. Die große Mächtigkeit der Triebensteinkalke ist, wie zahlreiche Aufschlüsse überzeugend bestätigen, auf die starke Verfaltung und vielleicht auch Schuppung zurückzuführen.

Bekanntlich haben die Kalke des Triebensteins Versteinerungen des Unterkarbons geliefert, deren Horizont im wesentlichen dem der Veitsch entspricht. Neuerdings wurden von L. HAUSER im Gebiete der Kaintaleckschollen gefundene Korallenreste von K. O. FELSER als wahrscheinlich Unterkarbon angesehen (HAUSER, Jahrb. 1938). Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Fazies dieses letztgenannten Fundortes in keiner Weise von jenen Kalken abweicht, die auf dem Häuselberg bei Leoben eine Koralle des Oberkarbons geliefert haben. Wie wir gesehen haben, bedeuten auch die Faziesabweichungen auf dem Triebenstein nichts besonderes, und es bleibt lediglich die Veitsch in ihrer abweichenden Fazies bestehen. Hier liegt noch ein Knäuel ungelöster Fragen. Wir können nur mit Sicherheit annehmen, daß die pflanzenführenden (und kalklosen) Schichtpakete den höchsten Karbonschichten angehören und stratigraphisch jünger sind als die Züge mit den Kalken. Vielleicht müssen auch bei der bekannt schwierigen Bestimmung von Korallen im jüngeren Paläozoikum Fehlbestimmungen ins Kalkül gezogen werden.

Wir kommen nunmehr wieder in das N-Gehänge des Schobers zurück. Etwas im Zweifel über den Serienbestand kann man hier sein, wo sich eine deutliche tektonische Begrenzung der schwarzen Schiefer und Kalke gegenüber den vorliegenden dünnblättrigen grünen Schiefen nicht finden läßt. Wenn dies auch seinen Grund in den gerade dort schlechten Aufschlüssen haben kann, mahnen doch die gleich zu besprechenden Verhältnisse des Höllgrabens bei Kalwang zur Vorsicht. Es kommen für eine mögliche Zugehörigkeit zum Karbon allerdings wenig, und dann immer sehr dünn-schichtige und feinkörnige Grüngesteine in Frage, die sich wohl von der Masse der höher metamorphen Grüngesteine oberflächlich unterscheiden, aber genetisch von diesen kaum zu trennen sind.

Der rein graphitführende Schichtbestand des schon lange bekannten und beschriebenen Karbonprofils der Höll bei Kalwang wird in seinem Hangendabschnitt von einem meist weißen, von dichten feinkörnigen Grünschiefern umsäumten Marmorzug unterbrochen. Dieser Zug setzt schon

bei Mautern ein und ist mit bemerkenswerter Gleichförmigkeit im übrigen Karbonprofil über den Gemeindegögel bei Kalwang durch die Höll und das ganze südliche Gehänge der kurzen Teichen zu verfolgen. Sein westliches Ende ist tektonisch bedingt, wie aus den im dichten Wald (nur schwer deutbaren Verfaltungen und Zerbrechungen hervorgeht. Der schmale Marmorzug, der sich von hier weiter auf den S-Kamm des Hinkarecks (Wurmauer Höhe) hinaufzieht, dürfte mit diesem Zug stratigraphisch nichts zu tun haben.

Im S-Gehänge der kurzen Teichen ist in einigen Wasserrissen der Kontakt der Grüngesteine mit den sie umgebenden karbonischen Schiefeln aufgeschlossen. Nichts deutet hier auf eine tektonische Fläche zwischen beiden Gesteinen.

Im Graphitgraben (östlicher Seitengraben des Höllgrabens) muß man die gleichen Feststellungen machen. Die Grünschiefer sind hier⁴⁾ ebenso gleichmäßig dicht, und an einer Stelle macht es den Eindruck, als ob Übergänge zwischen grünen und graphitischen Schiefeln vorliegen würden. Es muß allerdings bedacht werden, daß bei der scharfen Verknetung, welche beide weichen Schiefer mitgemacht haben, eine tektonische Fläche gar nicht mehr als solche kenntlich sein muß.

Der Habitus des Marmors zeigt gegenüber den grobkristallinen Bildungen, wie sie aus den höher metamorphen Gesteinsgruppen mehrfach beschrieben werden, feines Korn. Das Gestein macht einen äußerst dichten gleichmäßigen Eindruck, was ein deutliches und unbedingt auffälliges Merkmal gegenüber den anderen weißen Marmoren ist.

Das Vorkommen dieses Schichtduos in so engem Verbande mit gesichertem graphitischem Karbon gibt Veranlassung zu der Annahme primärer Zugehörigkeit zum Karbon. Es ist vorläufig nicht möglich, diese Beobachtungen durch weitere an anderen Punkten zu unterstützen oder zu entkräften. Wegen seiner Sonderstellung ist in der Karte der Marmor mit einer eigenen Signatur als stratigraphisch zum Karbon gehörig eingetragen.

Ein ähnlicher, stratigraphisch ungeklärter Fall liegt in dem Kalkzug vor, welcher über dem Wege von der Zeiritzalm gegen SW zum Grünangerl einsetzt und in gleichmäßigem Zug zur Eggeralm weiterzieht. Dieser Zug ist wesentlich weniger mächtig als der früher genannte Marmorzug. Er zeigt aber, wie dieser in seiner Begleitung auch Grünschiefer neben den normalen schwarzen Graphitschiefern. Was ihn aber wesentlich aus den bisher bekannten Normaltypen heraushält, ist seine sicher sedimentäre Verknüpfung mit dunklen Kalken, die von den normalen plattigen Karbonkalken nicht zu unterscheiden sind und auch wie diese Krinoidenreste führen. Eigentümlich ist diesem Kalke die reiche Führung von Magnesit, beziehungsweise metasomatischen Dolomitputzen, deren größter im oberen Sulzbachgraben, noch unter dem trichterförmigen Talschluß gelegen ist.⁵⁾

⁴⁾ U. d. M. feiner regelmäßiger Quarzchloritfilz, streng in s eingeregelt mit feinen eingestreuten Epidotknöpfchen.

⁵⁾ Von hier weist eine im Felde als Magnesit bezeichnete Probe folgenden Bestand auf (nach Analysen von Dr. W. SIEGL, Leoben): a) Helles Stück CaCO_3 52,99%, MgCO_3 38,48%, FeCO_3 8,01%, unlöslich. b) Dunkles Stück CaCO_3 52,02%, MgCO_3 37,47%, FeCO_3 8,46%, unlöslich. 1,50%. Ausgezeichnet ist hier auf der Eggeralm die spätere Durchaderung mit tauben, weißen Quarzgängen zu sehen. Auf der Eggeralm wurde in diesen auch Rutil gefunden.

Trotz gewisser Verschiedenheit der Fazies ist es nicht ausgeschlossen, daß dieser Zug mit dem früher genannten Marmorzug der Höll zu identifizieren ist. Wegen seiner engen Verbindung mit typischem Karbon wird auch dieser Zug zu dieser Schichtgruppe gezählt. Trotz gewisser Ähnlichkeit mit manchen plattigen Kalken aus der Gruppe der Grauwackenschiefer kann doch eine Verbindung mit diesen nicht angenommen werden, da die Schieferbegleitung viel eher dem typischen Karbon entspricht.

Bei der Kartierung des Gebietes nördlich von Wald tauchte die Vermutung auf, daß auch der kurze Kalkzug, der den P. 1594 südlich des Kammes der Rotwand aufbaut, ein aus dem Karbon abgetrennter tektonischer Fetzen ist, der nun im Verbande mit Grauwackenschiefern liegt. Die Fazies dieses Kalkes läßt sich ebenfalls auf die Karbonkalke beziehen. Erst die Beobachtungen weiter im W, im Gebiete der Schlapflebenalm, wo ein ganz analoger Kalkzug im Verbande mit Grauwackenschiefern auftritt, brachte die Erkenntnis, daß dieser Kalkzug an diese anzuschließen ist. Maßgebend für diese Einstellung war die Beobachtung, daß die mit ihm zusammenhängenden schwarzen Schiefer sich faziell vom Karbon unterscheiden lassen.

Aus den Erläuterungen wird somit ersichtlich, daß die Schichtpakete des Karbons sich im allgemeinen vollkommen mit den bereits bekannten Profilen weiter im O decken. Die wenigen abweichenden Gesteinsglieder, wie zum Beispiel der Marmorzug im Höllgraben, finden allerdings im O kein Analogon, sind aber auch nicht mit Sicherheit zum Karbon zu rechnen. Als eine leicht abweichende Fazies, deren Eigenheiten aber nur untergeordneter Natur sind, haben wir den Triebenstein kennengelernt. Mit Ausnahme der beiden Kalkzüge im N-Hang des Schobers fand sich für ihn kein Äquivalent, doch müssen wir ihn wegen seiner unterkarbonischen Versteinerungen von den anderen Zügen abtrennen. Seine gesonderte tektonische Stellung würde allerdings keinen Grund dazu bieten. Wenn die Bestimmung der unterkarbonischen Koralle von der Hohenburg bei Leoben (FELSER-HAUSER) stimmt, dann wären diese Kalke ein zeitliches Äquivalent zum Triebenstein. Immer aber bleibt die Veitsch, die ja auch oberes Unterkarbon ist, hinsichtlich ihrer Fazies in einer Sonderstellung. Wir kennen also auch heute noch keine sichere Abgrenzung zwischen kalkführendem Ober- und Unterkarbon, wir wissen nur, daß die kalklosen Karbonzüge Pflanzen des höchsten Oberkarbons geliefert haben.

Die höher metamorphen Gesteinsgruppen.

So wie im östlichen Gebiet von Leoben bis Mautern eine Vielzahl sehr verschiedenartiger Gesteine und Teilsereien unter dem Titel „hochmetamorphe Gesteine“ zusammengefaßt wurden, so muß das gleiche Prinzip auch in der westlichen Fortsetzung gewahrt bleiben, obwohl sich im Streichen so manche Änderung ergeben hat.

Deutlich hebt sich von anderen Gesteinen auch hier die Gruppe Marmor-Grüngesteine besonders in der Schobereinheit (Walder Schober) ab. In großer Anzahl finden wir daneben Typen von Gneisen und Glimmerschiefern in der Art der Entwicklung, wie sie vom Traidersberg und Schafberg nordwestlich von Leoben beschrieben wurden. Diese Gesteine zeigen ihre hauptsächliche Verbreitung im nördlichen Zuge, der über die

Teichentäler nördlich von Kalwang zieht. In beiden Einheiten finden wir Phyllonite, zum Teil ersichtlich diaphthoritischer Natur, vielfach jedoch auch ohne Spur einer solchen. Diese letzteren Gesteine wurden im östlichen Gebiet bei der Beschreibung nur kurz gestreift und in sehr verallgemeinernder Weise mit den Toneckphylliten HAMMERS verglichen.

Die im O noch wesentliche Bestandteile der hochmetamorphen Gesteinsgruppe ausmachenden Aplite, Orthoamphibolite, Gneise verschiedener Ausbildung, treten im W stark zurück, fehlen mitunter sogar ganz. Lediglich Grüngesteine sind in ihrer vielfältigen Entwicklung vorhanden und lassen sich genetisch auf die des O beziehen. Die Züge der Hornblendegarbenschiefer sind bis auf wenige Vorkommen verschwunden.

Dagegen rücken im O noch selten beobachtete und als schmale Einlagerungen noch nicht hervortretende Gesteine nunmehr durch ihre reiche Entwicklung deutlicher in das Blickfeld. In erster Linie sind hier die mächtigen und vielfältigen Typen von Quarziten im Hangenteil der Schoberereinheit zu nennen, deren enge Verbindung mit Grüngesteinen, abgesehen von faziellen Eigenheiten, deutlich die Zugehörigkeit zum Komplex der hochmetamorphen Gesteinsgruppe gegenüber anderen Quarzitisserien erweist. In geringer Mächtigkeit konnten diese Quarzite schon am SW-Fuß des Häuselberges bei Leoben, im Gebiet des Fresenberges bei Kaisersberg, in den Grüngesteinszügen des äußeren Leimsgrabens beobachtet werden. Auf dem vorliegenden Kartenblatt sind sie in geringer Menge, aber in typischer Entwicklung im hochmetamorphen Zug nördlich von Kalwang zu finden, während ihr Hauptverbreitungsgebiet im südlichen Zuge liegt.

Im folgenden werden die beiden großen Züge solcher Gesteine getrennt behandelt, da sie auch ihrer Zusammensetzung nach einander nicht gleichwertig sind. Wenn beide Züge trotzdem mit gemeinsamer Farbe, als komplexe stratigraphische Einheit ausgeschieden werden, so sind hierfür die gleichen Gründe maßgebend wie für die Zusammenfassung in eine große Gruppe im östlichen Gebiet. Gegenüber dem Karbon und den Grauwackenschiefem zeigen beide Züge die gleiche höhere Metamorphose, und schließlich finden wir trotz aller Unterschiede doch immer wieder gleiche Gesteinstypen in ihrer üblichen Verbindung in beiden Zügen.

Der nördliche Zug hochmetamorpher Gesteine zeigt in seiner Gesteinszusammensetzung eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Aufbau des Traidersberges bei Leoben, mit dem er auch auffallende Typengemeinschaften zeigt. So sind die eigenartigen Gneise und granatführenden Glimmerschiefertypen in erster Linie zu nennen, welche im ganzen Verbreitungsgebiete des Zuges immer wieder gefunden werden können. Wie auf dem Traidersberg, stehen diese Gesteine in Verbindung mit Phylloniten verschiedenen Aussehens, meist aber ohne Pigment, grau und überaus kräftig durchbewegt.

In dem Stück des Zuges zwischen Mautern und Kalwang (Bergbau) konnten an mehreren Stellen Gneise und Granatglimmerschiefer gefunden werden, in enger Verknüpfung mit grauen Phylloniten und in einem Falle auch zusammen mit einem biotitreichen Gneis. Ein solcher wird auch vom Abschnitte des Kalwanger Bergbaues beschrieben werden. In petrographischer Hinsicht läßt sich den Beschreibungen HAUSERS (Verh.

1937, 1938) über die Gesteine des Traidersberges bei Leoben in Anwendung auf unser Gebiet nichts hinzufügen. Der westlichste von mir gefundene granatführende Phyllonit liegt unter dem Schallteufenhof nördlich des kurzen Teichengrabens. Von hier stammen auch wieder gleiche Gneistypen. Diese letzteren setzen sich jedoch noch weiter westlich fort. Ich fand sie in der oberen kurzen Teichen und in Rollstücken noch auf dem S-Kamm des Hinkarecks. Hier am westlichen Ende des Zuges sehen wir auch noch eine Eigentümlichkeit, die schon vom Traidersberg her bekannt ist. In den hier die Hauptmasse des Zuges ausmachenden phyllonitischen Gesteinen (Quarzite mit etwas Karbonat, Serizitquarzitschiefer, Serizitbiotitschiefer u. a. m.) findet man auf dem Wege, der vom Grünangertörl zur Zeyritzalm führt, aufgeschlossen die gleiche Art lyditischer Gesteine, wie sie vom Traidersberg bekannt wurden, und wie sie weiter westlich, im Triebener Abschnitt, im Zusammenhang mit Grauwackenschiefern gefunden wurden.

Ein in mehrere Linsen aufgelöster Marmorzug befindet sich in Gesellschaft solcher Gesteine, bei vollständigem Zurücktreten von Grünschiefern zwischen Mautern und Kalwang. Am Mundloch des Stollens ober dem Gotthardistollen ist dieser Marmor in folgendem Profil aufgeschlossen. Vom Liegenden in das Hangende folgen übereinander quarzitisches, glimmerreiche, geschieferte Gesteine, hellgraue, auch leicht grünliche Quarzite mit Serizit und etwas Karbonat, Glimmerschiefer mit wenig Granat, gut gebankter weißer zuckerkörniger Marmor (3 bis 5 m), Glimmerschiefer, Quarzite in mächtiger Folge mit granatführenden Bänken, Gneise vom Typus Schafberg, Biotitgneise und die normalen Typen phyllonitischer Gesteine. Das Liegende dieser Serie bilden mächtige, oft quarzitisches Grünschiefer, die infolge ihrer schüttereren Geröllführung eine gewisse Sonderstellung einnehmen. Auf der Höhe nördlich des Zusammenflusses der beiden Teichentäler liegt der Marmorzug unter anderem auch in Verbindung mit Grünschiefern der normalen Quarz-Chlorit-Epidot-Paragenese, die mitunter bereichert ist durch Ab-Oligoklas, Hornblende, Biotit in etwas chloritisierendem Zustand.

Aus der Reihe der vom Traidersberg bekannten Gesteine fällt der erwähnte Biotitgneis aus dem Hangenden des Marmors im früher beschriebenen Profil heraus.

Im Handstück zeigt das Gestein gewelltes, deutliches s, in welchem die Feldspatkörnchen deutlich hervortreten und sich mitunter zu ganzen Lagen vereinigen. auf den s-Flächen ist die Farbe dunkelbraun infolge der verwalzten Flatschen von Biotit. Daneben treten noch unverwalzte Biotitindividuen hervor. Ihre Farbe steht in starkem Gegensatz zum stumpfweißen Grau der Feldspate.

Der Schriff liegt senkrecht s und 70 Grad zur deutlichen Streckrichtung. Herrschend über das Schriffbild (mehr als 50% des Gesamtfeldes) sind die großen Albitporphyroblasten mit groben Zwillinglamellen und vereinzelt schwacher Füllung. Sie zeigen sehr verschieden starke Anzeichen von Zerbrechung, man findet neben vollkommen zerlegten Körnern auch gänzlich unverletzte Individuen. Einschlüsse sind selten. Sie bestehen meist aus Chlorit und kleinem Biotit. Das Grundgewebe besteht aus Quarz in verschiedener Korngröße und Zügen von Biotit (wenig Chlorit). Die Quarzkörner sind pflasterig, seltener stengelig, miteinander vielfach verzahnt. Es scheint sich um einen rekristallisierten Mylonit zu handeln. Kleine Feldspatkörner im Grundgewebe dürften genetisch zu den Porphyroblasten gehören. Das s des Grundgewebes fließt buchtig um die Feldspate herum, stößt auch vereinzelt an ihnen ab und dringt auch in die bei der Zerbrechung der Feldspate entstandenen Hohlräume ein. Zwischen den Feldspatkörnern und den Zügen des Grundgewebes findet man häufig feines Zerreibsel von Quarz und Feldspat.

Solches konnte auch bei einigen unverletzten Feldspaten beobachtet werden und scheint auf Bewegungen (vielleicht auch Wälzungen) der Porphyroblasten im Grundgewebe hinzudeuten.

Neben verbogenen und verwalzten Biotiten findet man vollkommen unverletzte Biotite, die sich über alle vorgegebenen Strukturen darüber lagern, solche auch abbilden. Für die Feldspate wie auch für die Biotite scheint mir para- bis post-tektonisches Wachstum nicht ausgeschlossen. Der Chlorit ist zum Teil mit dem Biotit parallel verwachsen, zum Teil aber auch aus diesem hervorgegangen. Nebengemengteile sind Erz, Rutil, Titanit, Epidot.

Ein den Granatschiefern entsprechender Typ wurde dem Profil westlich des Stollens ober dem Gotthardistollen entnommen.

Das Handstück ist graugrün und zeigt im Querbruch regelmäßige Quarzlagen zwischen feinem Quarz-Serizit-Chlorit-Gewebe. Deutlich zeigt sich eine nach s zerrissene Scherfaltung. Streckachsen feststellbar. Ein Anschliff senkrecht zu diesen und senkrecht s zeigt Linsenverlegung der Quarzlagen. Das Gestein erinnert stark an die entsprechenden Gesteine vom Traidersberg. Granat ist in s unregelmäßig eingelagert in stecknadelkopfgroßen Körnern.

U. d. M. zeigen sich die glimmerreichen Lagen als dichte Filze, die voneinander getrennt sind, durch die subparallel verlaufenden, das s bildenden Scherflächen. Streng nach diesen sind größere Glimmer (Muskowit) und Serizit, Chlorit, Epidot gewachsen. Die vorhandenen Erzschnitzte sind älter als diese. Die Glimmer heilen die Risse aus. Am auffallendsten sind die Granatporphyroblasten. Sie sind stumpf rötlichgelb, oft gut idiomorph, meist aber einseitig ausgebildet, indem die eine \perp s liegende Begrenzung gegen das Grundgewebe normale Ausbildung zeigt, während die andere Seite zerfrant und rissig ist. Das si besteht aus Quarz, Erzkörnchen, selten Epidot. Eine Verlegung läßt sich zumindest nicht sicher nachweisen. Chloritisierung der Granaten ist ganz unbedeutend. Zerrungshohlräume, die beim Wachsen der Porphyroblasten entstanden sein dürften, sind von größerem Quarz und Chlorit erfüllt. Auch sie befinden sich immer auf jener Seite der Granaten, wo glatte Kristallabgrenzung herrscht. Diese Beobachtung spricht für das Wachstum der Granaten in einer Zeit einseitig gerichteter Beanspruchung des Gesteins. Einige Porphyroblasten wachsen auch etwas in das Grundgewebe hinein, so daß Quarzstengel zum Teil außerhalb, zum Teil innerhalb zu liegen kommen. Die schon im Handstück auffälligen groben Quarzlagen erweisen sich als gröbere Züge von Pflasterquarz zwischen den Glimmerfilzen. Neben Muskowit, Epidot, Granat, als jüngere Bildungen treten auch idiomorphe Pyrite zum Unterschied von den früher genannten älteren Erzpartikeln auf. Nach der Kristallisation der letztgenannten Minerale ist höchstens eine schwache Kataklyse festzustellen.

Im Gebiete der Kalwanger Lagerstätte wird auf große Strecken hin das Liegende der hochmetamorphen Serie von Grüngesteinen gebildet, welche zu einem Teil vererzt sind. Zumeist finden wir hier die auch im O vorkommenden Typen mit der gleichen Paragenese und im gleichen Zustand der Umwandlung (HAUSER, Zentralbl. 1938). Hornblendegarbenschiefer konnte ich nicht finden. Dort, wo die Grüngesteine in unmittelbarer Verbindung mit dem Erzlager stehen, haben sie allerdings eine Umwandlung mitgemacht, welche diese Gesteine aus dem Rahmen der üblichen Typen heraushebt. Da mir für eine restlose Klärung noch zu wenig Material zur Verfügung steht und dieses erst im Zusammenhang mit der Lagerstätte selbst behandelt werden muß, wird die genaue Beschreibung dieser Gesteine für eine eigene Lagerstättenstudie vorbehalten. Aus dem Schließmaterial CANAVALS (1895), welches mir von Professor FRIEDRICH, Leoben, zur Einsicht überlassen wurde, zeigt sich jedoch, daß die von CANAVAL angegebenen Augite, aus welchen auf die Diabasnatur der Gesteine geschlossen wurde, mit der Genesis der Gesteine an sich nichts zu tun haben, sondern diese diopsidischen Augite in ihrem unverletzten Zustand in engste Verbindung mit der Lagerstätte gebracht werden müssen.

Dafür spricht auch der große petrographische Unterschied dieser Gesteine gegenüber den von HERITSCH aus dem Triebener Abschnitt geschilderten Uralitdiabasen, welche auch mit den Normaltypen unserer Grüngesteine nicht verwechselt werden können.

Die geröllführenden Grüngesteine stehen mit den übrigen in enger Verbindung. Sie sind auf dem Wege, welcher vom Mundloch des Gotthardistollens bergauf führt, ausgezeichnet aufgeschlossen und ziehen auch nördlich der kurzen Teichen westwärts. Oberhalb Schattleitner sind die Gesteine beim Mundloch des Blasistollens (?) wieder gut zu beobachten. Es sind gut gebankte, oft quarzitische, immer chloritführende Gesteine, welche sehr locker und unregelmäßig verstreute Gerölle führen. Zumeist handelt es sich um gut gerundete Quarzgerölle, doch sind auch feinkörnige Aplitrundlinge nicht selten. Die Größe schwankt zwischen Nuß- und Eigröße, erreicht jedoch in seltenen Fällen auch Ausmaße eines Kopfes.

Das einzige diesem Vorkommen entsprechende Gestein in der übrigen Grauwackenzone fand ich nordöstlich unter dem Gipfel des Kaintalecks bei Leoben, im Zusammenhang mit Phylloniten und grünen Gesteinen, also in einer Serie, welche der unseren voll entspricht. Auch hier liegen zahlreiche Aplitgerölle vor, welche noch als Gerölle eine gewisse Durchbewegung miterlebt haben.

Hellgraue bis weißlichgrünliche Quarzite kommen in dem nördlichen Zuge in geringer Menge vor und enthalten beim Schattleitner Lagen mit viel kleinen limonitischen Pseudomorphosen nach Pyrit und kleine verwalzte Geröllchen. Wir werden im Zusammenhang mit der Besprechung der Quarzite vom Fötteleck eine ähnliche Geröllführung wiederfinden. Ziemlich weit im Hangenden der Serie, nördlich der kurzen Teichen, konnte ich auch Rollstücke von Quarziten finden, welche feine graue, kristallklare Quarzknöpfchen enthalten und auf den s-Flächen schöne Porphyroblasten von Chlorit. Beim Rochusstollen gibt es auch Lagen von Quarziten, welche Feldspate führen, deren Habitus auf Neubildung schließen läßt.

Der Hangendteil des nördlichen Zuges läßt sich nicht klar und eindeutig von den tiefen Lagen der darüberliegenden stärker metamorphisierten Grauwackenschiefer abtrennen, da weder für die eine oder die andere Gruppe charakteristische Gesteinsglieder oder Kombinationen, noch ein Hiatus in der Metamorphose vorliegt. Diese vermittelt vielmehr den Eindruck eines streifenweisen Überganges zu den halbphyllitischen Grauwackenschiefern im Hangenden. Möglicherweise handelt es sich auch um Verfallung oder Verschuppung beider Einheiten, die im stark verwachsenen Gelände aber nicht eindeutig nachweisbar ist. Es muß vermerkt werden, daß gerade in diesem Gebiet Gesteine gefunden werden, welche auch am Traidersberg bei Leoben liegen. Die Unsicherheit der Deutung, die ich bei der Besprechung dieses Berges schon hervorgehoben habe, scheint auf die gleichen Ursachen zurückzugehen, wie nördlich der Lagerstätte von Kalwang und in dem entsprechenden Profilteil gegen O zu, in dem Magdwiesengraben bei Maultern.

Eine weit größere Entfaltung von Grüngesteinen als im nördlichen Abschnitt finden wir im südlichen Zug, der den Walder Schober und die Kämme bis zum Bernsulsattel und Fötteleck aufbaut. In einer Großgliederung dieses Zuges müssen wir vor allem zwei Hauptgruppen unter-

scheiden, in der die Grüngesteine den größeren Raum einnehmen. Hinsichtlich ihrer petrographischen Eigenheiten und ihres gemeinsamen Auftretens mit Marmoren lassen sie sich ohne weiteres stratigraphisch mit den Grüngesteinen des östlichen Gebietes vergleichen, wobei die Ergebnisse der Untersuchungen HAUSERS (Zentralbl. 1938) voll anwendbar bleiben. Die zweite große Gruppe enthält die mit den Grüngesteinen eng verbundenen, meist im Hangenden auftretenden Quarzite, welche mächtige Profile aufbauen.

Im Verhältnis zurücktretend gibt es auch hier Gneise, aplitische Gesteine, Injektionsgesteine und Phyllonite sehr verschiedenen Aussehens.

Wir wenden uns nun der Zergliederung der Typen der Grüngesteine zu, wobei nochmals auf die Arbeit HAUSERS als Grundlage verwiesen sei. Es werden nur solche Gesteine, die im O nicht vorkommen oder noch nicht beschrieben sind, näher erläutert, während die anderen Gesteine summarisch behandelt werden. Eine überaus wertvolle Ergänzung zu den selbst gesammelten Typen bilden die von HERITSCH im Triebener Raume erwähnten Gesteine, von denen mir zahlreiche Dünnschliffe zur Verfügung gestellt wurden.

Die Marmor-Grünschiefer-Gruppe ist im Gebiete des Walder Schobers und südlich davon in der aus dem O bekannten Form klar ausgeprägt und mit den mächtigen Massen der übrigen Schiefer in unmittelbarer und untrennbarer Verbindung. Aus den in den Rinnen des großen und kleinen Schobers aufgeschlossenen Profilen läßt sich der innere Aufbau gut entnehmen. Typische Beispiele der Marmorzüge sind die schneeweißen und in schönen Faltenbildern entblösten Züge auf dem kleinen Schober. Die in den Gehängen darunter ausbeißenden Marmore gehören wohl den gleichen Zügen an, wenn in ihnen auch vereinzelt unter den weißen zuckerkörnigen Typen graublau gebänderte grobkristalline Streifen liegen. Die reichste Formentwicklung tritt wohl in dem mächtigen Marmorkeil oberhalb des Bauers Beisteiner auf, der schon auf VACEKS Manuskriptkarte (allerdings als Karbonkalk) verzeichnet ist. Neben den üblichen und bereits zur Genüge bekannten Typen können hier auch grobsplittige, hellgraue Dolomitmarmore und blendendweiße, überaus feinkörnige, grobgehanke Kalkmarmore geschlagen werden. Solche abweichende Typen treten aber nur in den mächtigsten Zügen auf, während die üblichen dünnen Marmorbänder, die als langgeschwänzte Linsen in den Schiefeln liegen, meist reinweiß, grobkristallin und dünnebank sind.

So wie im O sind die Grüngesteine der unmittelbaren Nachbarschaft der Marmore feinblättrig und zeigen nur die Paragenese Quarz-Chlorit-(Biotit-)Epidot-Kalzit. Zentimeterdünne, grobkristalline, gelblichweiße Marmorbändchen treten in ihnen als Linsenschwärme auf. Sie sind mit den Grüngesteinen ihrer Umgebung aufs innigste verknetet und verwalzt. An den Grenzflächen der Marmore gegen ihre Begleitschiefer treten mitunter wie im O Aktinolithrosetten auf.

Die im tieferen N-Gehänge des Groß-Schobers durchziehenden Marmore streichen bei Vorwald in die Talsonle hinaus und beherbergen hier den ein Vielfaches der normalen Marmormächtigkeit ausmachenden bekannten Spatmagnetit.

Strichweise enthalten die grünen Schiefer dieser Gegend auch die Biotithäute, welche den s-Flächen einen braunen goldigen Schimmer ver-

leihen. In den s-Flächen liegen überdies neben den schmierigen Biotit-häuten auch eigengestaltige Biotittäfelchen, selten stehen solche auch in irgend einer Richtung quer zum s.

Zonenweise finden wir nun hinsichtlich ihrer Menge und Verteilung stark wechselnde saure Plagioklase, Hornblende, Zoisit, Biotit in Grünschiefern zu der üblichen Grünschieferparagenese (Quarz-Chlorit-Epidot-[Kalzit]) hinzutretend.

Zu bemerken ist, daß auch hier Quarz nie zurücktritt, sondern immer ein wesentlicher Gemengteil bleibt. Es entstehen somit Gesteine, welche wir entsprechend den Untersuchungen HAUSERS in folgender Weise unterteilen können: Hornblendeführende Quarz-Chlorit-Epidot-Schiefer, albitreiche Quarz-Chlorit-Schiefer mit und ohne Hornblende, Epidot, ferner Quarz-Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer (mit und ohne Kalzit, Epidot), vereinzelt auch Muskowit. Ein Fall von Hornblendegabenschiefer, Paraamphibolite, Epidotamphibolite, Epidosite.

Über diese bereits bekannten und beschriebenen Gesteinsvarianten hinaus konnte ich einige neue Grünschieferglieder finden, deren Beschreibung als Ergänzung folgen soll.

Nördlich unter der Troglenzenalm (etwa 150 m unter dieser, die Stelle im Walde ist kaum eindeutig zu beschreiben) fand ich grobkörnige, aber gut geschieferte Amphibolite, in Begleitung von albitknotenführenden Grünschiefern und epidotreichen Grünschiefern. Die gleiche Gesteinsgesellschaft konnte ich gelegentlich einer Revisionstour auch in der Wolfgruben bei Seiz (Liesingtal) und zum Teil in einem später näher zu beschreibenden Profil bei Reichenstaller südlich Wald finden.

Der Amphibolit zeigt bis 1 cm große grüne Hornblenden, randlich chloritisiert unter gleichzeitiger Bildung von krümeligem Epidot und Erz. Zwischen den großen Hornblendescheitern und Filzen liegt ein feinstes Quarz-Chlorit-Serizit-Gewebe mit kräftig gefüllten Feldspäten (Oligoklasalbit). Neben den feinen Epidotkrümeln liegen zwischen den Hornblenden oder an deren Rändern gegen das Grundgewebe zu auch große pleochroitische Epidote, Kalzit. Wie aus den Handstücken ersichtlich, wechseln Menge und Größe der Hornblenden erheblich, Biotit tritt nur selten in kleinen Nadelchen chloritisiert auf.

Der diese Paraamphibolite begleitende Typ der Grünschiefer ist durch seine weißen Feldspatknoten ausgezeichnet, welche die s-Flächen höckerig gestalten und auch im Querbruch in dichten Lagen deutlich hervortreten. U. d. M. erweisen sich diese Feldspäte als rundliche bis viereckige klare, zwillingsarme Plagioklase mit Andeutung von Zonarblau. Nach etwas unsicheren Messungen handelt es sich um Albitoligoklase. Die Feldspäte drücken das Grundgewebe, einen Serizit-Biotit-Chlorit-Quarz-Filz, zum Teil auseinander, wachsen aber auch in vielen Fällen über dieses hinweg. Dementsprechend führen die Plagioklase oft ein wunderbar klares und deutliches si, in welchem sich zumist der im Grundgewebe verteilte feinkörnige Magnelit erhalten hat, während Quarz, Biotit, Serizit im si stark zurücktreten. Einige Individuen zeigen deutlich gefaltetes si, welches unverlegt bewahrt sein kann, aber mitunter auch gegenüber dem Grundgewebe etwas verstellt ist. Tektonische Inanspruchnahme der Plagioklase wird auch durch einige Fälle von Kornzersetzung deutlich. Gegenüber der tektonischen Hauptphase jedoch sind die Feldspäte nachtektonisch. Wir sehen hier einen der wenigen Fälle, in denen sich jüngere Feldspatung einwandfrei nachweisen läßt, wir sehen aber auch, daß diese Feldspäte von dem uns gewöhnlich entgegertretenden Feldspattypus durch die Art ihres Wachstums und die Andeutung von Zonarbau abweichen.

Ein dem beschriebenen ähnliches Gestein konnte bemerkenswerterweise auch im Grünschieferbereich des engsten Lagerstättenbezirkes von Kalwang in der Schlichsammlung CANAVALS gefunden werden, in einer

Ausbildung der Grüngesteine also, welche hinsichtlich ihrer Metamorphose eine gewisse Sonderstellung einnehmen.

Grüngesteine mit Injektionshabitus sind aus dem östlichen Gebiete mehrfach beschrieben. Sie können hier, in der südlichen Einheit, wieder gefunden werden, sind aber zweifellos viel seltener und viel schwächer entwickelt als im O. Im Kammgebiet südlich des Föttelecks und im Gebiete des Triebenfeldkogels konnte ich mehrere entsprechende Proben auf sammeln. Diesen Gesteinen entspricht das im folgenden beschriebene Gestein vom Schwarzkogel (P. 1709).

Das Handstück zeigt sich kräftig nach der überaus deutlichen Streckrichtung gefaltet und zerschert. Alle krummen s-Flächen sind von geschlossenen Glimmerhäuten eingehüllt. Im Querbruch zeigen sich zwischen den Glimmerfasern stumpfweiße Linsen, welche Feldspate enthalten. Im Schriff senkrecht auf die Streckachsen sieht man ein schwer verfaltetes, aber ausgeheiltes Quarz-Chlorit-Gewebe, dessen linsig zerscherte Bezirke von Serizit- (Biotit-) Häuten umschlossen sind. Zwischen den mitunter grob gepflasterten Quarzen liegen oft größere Albitrundlinge mit schwacher Füllung (von Chlorit ausgeheilte Kornzerscherung), zum Teil ist der Chlorit aus Biotit hervorgegangen. Einige Knäuel von Chlorit, Erz, Epidot dürften Umbildungsprodukte nach einem älteren Mineralbestand sein. In seinem Habitus erinnert das Gestein sehr stark an Injektionsgesteine, wie sie zum Beispiel auf dem Fresenberg bei Kaisersberg häufig gefunden werden konnten.

Neben Biotit und Epidot tritt in einigen Gesteinstypen der im O nur selten nachweisbare Zoisit in erheblicher Menge und in nennenswerter Größe auf. HERRSCH beschrieb aus dem Wolfsgraben bei Trieben ein solches Gestein als Hornblende-Zoisit-Schiefer. Allerdings ist die tektonische und stratigraphische Stellung des Gesteins nicht vollständig klar, da es auch möglich ist, daß es sich um ein Umwandlungsprodukt aus den Diabasgesteinen der Serie der Grauwackenschiefer handelt. Im sicheren Verbande mit den Grüngesteinen der höher metamorphen Serien konnte ich einen Biotit-Zoisit-Schiefer bei P. 1930 (zwischen Griesmoarkogel und Himmeleck) finden.

Man sieht im Schriff ein älteres zerbrochenes und zerschertes Quarz-Serizit-Gewebe. In feinem Serizithaufwerk schwimmen noch die zum Teil protoklastisch zerlegten Quarze oder vereinzelt Albitkörner. Doch gibt es auch Spuren von Rekrystallisation. Dieses alte, in einzelnen Linsen und Fetzen erhaltene Gewebe wird vollkommen überbaut von den neugewachsenen Mineralien: Biotit in großen Scheitern, Chlorit gleichwertig neben Biotit (Parallelverwachsungen) und Zoisit in größeren Körnern. Im Handstück treten große Pyrite auf, welche offenbar der gleichen Paragenese angehören. Diese junge Mineralgesellschaft zeigt nur mehr wenige Spuren tektonischer Bewegungen. Im Schriff erhält man den Eindruck von para-posttektonischer Kristallisation. Ein ähnlicher Typ vom gleichen Fundort zeigt bei großem Reichtum an Biotit paratektonische Züge noch deutlicher. Hier scheint überdies eine Interferenz mit dem Wachstum von großen Kalzitporphyroblasten vorzuliegen. Denn einerseits stoßen die Kalzite bereits vorhandene Biotitscheiter zur Seite und knicken sie, andererseits werden Kalzitkörner von vollkommen unverletzten Chloriten umwachsen. Die verhältnismäßig jugendliche Bildung des Kalzites zeigte sich darin, daß er häufig das alte s umwuchert und in sich aufnimmt. Albit spielt in beiden Gesteinen nur eine untergeordnete Rolle, ebenso der Epidot. Die Zoisite liegen als große Körner unregelmäßig im Gestein verstreut.

Entsprechend den jungen Mineralbildungen, die das alte s zum Teil abbilden, zeigen sich diese Gesteine auch verhältnismäßig schlecht geschiefert und zäh.

Alle Typen der Grüngesteine finden wir in ganz verschiedenen Kombinationen in allen Horizonten ihres Verbreitungsgebietes vor. Wenn man von Furth oder Vorwald gegen S durch die Grüngesteinsserien ansteigt,

kann man in den reichlichen Geröllen der Grabenrinnen neben den einfachen, stark geschieferten Grüngesteinen zahlreiche Abarten finden, wie hornblendeführende Gesteine, Epidosite, Epidotamphibolite, Albit und biotitische Grüngesteine. Ein klares Bild über die Verhältnisse gibt ein gut erschlossenes Profil nordöstlich vom Bauer Reichenstaller, am untersten Teil des Kammes, der vom Himmeleck genau gegen O herabzieht (Text Abb. 7), oder das Profil von der Sonnwenteralm gegen W auf das Fötteleck (Profiltafel Abb. 12a). Beide Schnitte geben gleichzeitig Beispiele für die enge Verbundenheit von Grüngesteinen und Quarziten.

Gleiche Verhältnisse zeigen sich auch in den höher liegenden Kammgebieten zwischen Triebenfeldkogel, Fötteleck und Himmeleck. Gerade in

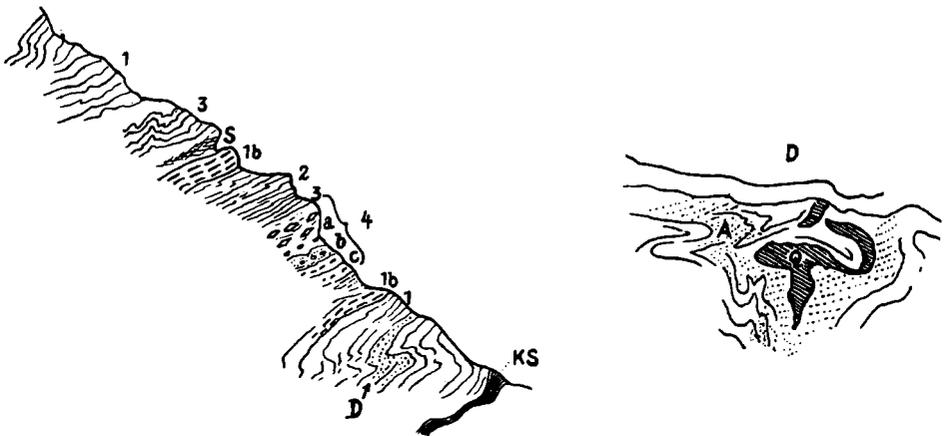


Abb. 7.

Etwa 50 m hoher Aufschluß im untersten Gehänge unter dem Marmor vom Bauer Reichenstaller. (oberster Liesinggraben).

1. Dichte harte Quarzite (b) mit reichlicher Serizitbildung). 2. Normalentwicklung der Grüngesteine. 3. Grüngesteine mit Biotit, Epidot, Feldspat, etwas Hornblende. 4. Amphibolit (a) grobkörnig mit Epidotknöpfen, b) feinkörnig mit Lagen von Hornblendegarben, c) überwiegend Chlorit, feinkörnige Entwicklung). S. Störungszone. D. Feldspatreiche aplitische Lagen im Quarzit. Dazu Detail: A = aplitische Lage, Q = verfalteter Quarzgang, KS = schwarzer Quetschschiefer der Basis.

den tieferen Gehängsanteilen des Triebenfeldkogels sind schöne Amphibolit-typen zu finden, die ihre Fortsetzung in den groben Amphiboliten im hinteren Dobritschgraben finden. (Der Dobritschgraben mündet östlich von Graf in das Triebental.)

Quarzite in nennenswerten Mengen tauchen erst in den Hangendabschnitten der Grüngesteinsprofile auf, wobei in den Grenzbezirken oft lebhaft Wechsellagerung aller verschiedenen Typen beider Gesteinsgruppen zu beobachten ist. Außer den Grüngesteinen und den Quarziten tauchen hier auch in größerer Menge glimmerschieferartige Gesteine auf, welche ebenfalls mit den Quarziten untrennbar verbunden sind und die im Anhang an diese ausführlicher beschrieben werden.

Im allgemeinen handelt es sich um hellgraue bis weiße (auch mit grünlichem Stich) glimmerreiche Quarzite, welche gut gebaukt, in einigen

Fällen auch sehr dicht und splitterig sind. In den Kammgebieten westwärts des Himmelecks sind diese Quarzite, wie alle hier liegenden Gesteine, vollständig verflößt und in Faltenzöpfe gedreht, wobei mehrere Überprägungsrichtungen zu beobachten sind.

Auf dem Fötteleck und südwestlich der Grünkarm kommen in diesen Quarziten auch Lagen mit Geröllen vor. Während wir zumeist Quarzgerölle vorfinden, zeigen die Konglomeratquarzite des Föttelecks auch große Feldspatgerölle in erheblicher Zahl. Sie liegen in einem grauen bis limonit, braunen Glimmerquarzit und sind kräftig nach den Streckachsen ausgewalzt. Sie sind lagenweise regelmäßig im Gesteine verteilt und von den glimmerreichen Quarzlagen umflossen. Die größten Gerölle erreichen $1\frac{1}{2}$ cm in der Längsrichtung.

Bei der Grünkarm liegen Quarzite, welche sehr dicht sind und eine nur millimeterdünne Feinschichtung aufweisen, die durch verschiedene graue und weiße Tönungen scharf voneinander getrennt, sehr deutlich werden. Auch hier zeigt sich die tektonische Verknüpfung des Gesteins, da einzelne Lagen in Falten gequetscht sind oder auskeilen. Vielfach kommen in solchen Quarziten in den s-Flächen auch Chlorite als schöne Einzeltäfelchen vor. In diesen Quarziten wie auch auf dem Kamm der Leckerkoppe und mehreren anderen Fundorten gibt es Bänke, welche durch ihr Porzellanweiß und die Führung von Porphyroblasten auffallen. Im Gelände erhält man den Eindruck von verschiedenen feinkörnigen Apliten. Doch zeigt das Mikroskop, daß es sich hier um rekristallisierte Feinmylonite von Quarziten handelt, in denen bei der Rekristallisation auch Chlorite oder Muskowit in größerer Zahl als Porphyroblasten wuchsen. Vereinzelt kommen auch Biotite vor, Epidot konnte ich nur in einem Fundstück finden.

Ein solches Gestein, nahe dem Gipfel des Föttelecks, zeigt in rekristallisiertem, feinmylonitischem, quarzitischem Grundgewebe große Porphyroblasten von grüner Hornblende.

Das Handstück zeigt eine bevorzugte Streckrichtung, ist aber schlecht geschiefert. Im Querbruch sieht man grünliche Glimmerstreifen und dazwischen ein hellweißes Grundgewebe. Lose im ganzen Stück verbreitet, liegen die Porphyroblasten. U. d. M. zeigt sich das Grundgewebe als mylonitisches, stark gefaltetes Quarz-Chlorit-Gewebe, in dem der Chlorit stark zurücktritt. Dieser Grundgewebeschlorit ist von einem posttektonischen, größer gewachsenen und in Flasern angeordneten stark überwuchert. Zwischen diesen, die einzelnen Grundgewebsbezirke voneinander trennenden Chloritflasern liegen auch kleine stengelige und spindelige grüne Hornblenden. Zwischen den gleichkörnig zerbrochenen Quarzen liegen Epidotkörner regelmäßig verstreut. Dominant sind die großen Hornblendeporphyroblasten (gemeine grüne Hornblende). Der Schnitt senkrecht auf die Streckachsen trifft in der überwiegenden Mehrheit Hornblendeschnitte senkrecht c. Die Hornblenden zeigen schwache Zerbrechung, die zum Teil wieder durch Hornblende oder Chlorit verheilt ist. In wenigen Fällen fand ich an solchen Stellen auch Feldspatsubstanz. Sie kommt selten vor, ist stets gefaltet, nachher aber anscheinend nicht mehr verlegt, die Hornblenden führen vielfach einen Chloritsaum, der jedoch sehr schwach bleibt.

Unter den flaserigen Quarziten gibt es Typen, welche durch einen diffus verteilten Karbonatgehalt ausgezeichnet sind. Solche Gesteine liegen zum Beispiel unter den Hütten der Grünkarm und in den heftig verfalteten Quarziten des scharfen Kammes, nördlich vom Himmeleck. In diesem letzteren Fundort zeigen die Quarzite alle Eigenheiten der karbonatführenden Rannachquarzite, als welche ich sie ursprünglich auch aus-

schied (Verh. 1939, Aufnahmebericht). Da sie jedoch in ihrem Liegenden mit allen Übergängen in Chloritgestein führende Quarzite des bekannten Typus übergehen, kam ich von dieser Deutung wieder ab, zumal hierdurch auch das tektonische Verständnis wieder erleichtert wird.

Südlich des Föttelecks (Schwarzkogel) gibt es schöne Biotitquarzite, die neben verschmierten Biotilhäuten auf den s-Flächen auch kleine Querbiotite enthalten. Die mikroskopische Untersuchung zeigt die Wahrscheinlichkeit seiner para-posttektonischen Entstehung.

Wie in den Grüngesteinen, liegen auch in den Quarzitprofilen Lagen mit aplitischer Injektion (S-Kamm des Föttelecks). Solche Gesteine zeigen im Schliffbild lagenweise wechselnd starke Feldspatbildungen (meist Albit-oligoklase, auch Mikroklin und Mikroklinperthit) in grobem Quarzpflaster. Die Gesteine machen einen massigen Eindruck, sind aber grob gestreift und zeigen auch makroskopisch schon deutlich den Feldspatgehalt. Im Felde bezeichnete ich sie schon ihrem Aussehen nach als Gneisaplite (Gehänge zwischen P. 1930 und Himmeleck).

Die Quarzite sind örtlich durch Zunahme der Glimmer (Serizit-Muskowit-Biotit) in allen Übergängen mit Glimmerschiefern eng verbunden. Dichte und kräftige Glimmerhäute hüllen dann die linsig zersicherten quarzreichen Gewebsanteile vollständig ein und können so mengenmäßig den quarzitischen Anteil überflügeln. Fast regelmäßig sieht man außer den verschmierten Glimmerhäuten auch Züge von unversehrten Glimmern (Muskowit, Biotit), die unter dem Mikroskop in größeren Scheitern oft querliegend aufscheinen und nachtektonische Kristallisation anzeigen.

Die enge Verbundenheit der Quarzite mit der Grüngesteinsgruppe einerseits, den Glimmerschiefern andererseits ist durch alle Übergänge und durch örtlich intensive Wechsellagerung mit aller Deutlichkeit gegeben.

Die im nördlichen Zug der höher metamorphen Gesteinsgruppe eine so unklare Abgrenzung gegenüber den Grauwackenschiefern verursachenden Phyllonite verschiedenen Aussehens kommen auch im südlichen Zug, wenn auch in weitaus geringerer Menge, vor. Dunkle, vollkommen verwalzte Schiefer zusammen mit grauen glimmerreichen Phylliten liegen im unteren Teil der Rinnen des N-Gehänges vom Schober zwischen den Grüngesteinsbänken, und es ist dort, wo nur schwarze Schiefer liegen, noch unklar, ob diese nicht dem Karbon zugezählt werden müssen. So sind die schwarzen Quetschschiefer, die zum Teil kräftig graphitisch abfärben, an der Basis der Grüngesteinsserie über den Quarzitschiefern der Rannachserie wahrscheinlich Karbon und könnten den graphitführenden Schichten von Kaisersberg-Leims im O entsprechen.

Im S-Gehänge des Schobers und im Leistenkar (östlich unter dem Himmeleck) liegen graue glimmerreiche Schiefer, graue, stark verschieferte Quarzite und Linsen von pigmentreichen, aber ebenfalls glimmerreichen Schiefen, welche den stark durchbewegten Grauwackenschiefern des Wolfsgrabens bei Trieben überaus stark gleichen, sich aber auf die fraglichen Gesteinstypen des nördlichen Zuges leicht beziehen lassen. Sie können auch so wie diese mit den granatlosen Gesteinen des Traidersberges bei Leoben verglichen werden. Ähnlich stehen die Verhältnisse in dem Waldgürtel ober der Schwarzbeeralm im N-Gehänge des kleinen Schobers. Hier läßt

die hohe Durchbewegung und der Glimmerreichtum der pigmentführenden Schiefer einen Vergleich mit Karbonschiefern nicht zu. Außerdem stehen diese Gesteine in enger Verbindung mit grauen Glimmerschiefern, wie sie dem Karbon fremd sind. Bei der Troglenzenalm und südlich des Föttelecks stehen diese Gesteinstypen eng verbunden mit den Hangendquarziten an.

So wie im nördlichen Zug, werden diese grauen Gesteinsbildungen bei reichlichem Hinzutreten von Feldspaten zu Gneisen verschiedenen Aussehens, wobei aber jene vom Typus Schafberg im wesentlichen überwiegen. Einige leicht abweichende Typen konnte ich nördlich unter der Troglenzenalm finden.

Ein kleineres, vom südlichen Zug getrenntes Vorkommen von höher metamorpher Serie baut den Hollerkogel nördlich des Schoberpasses auf. In seiner Gesteinszusammensetzung läßt sich dieser Zug infolge seiner vielfältigen Entwicklung grüner Gesteine leichter mit dem südlichen Zug als mit dem nördlichen vergleichen. Am SO-Abfall des Hollerkogels findet man bis hoch hinauf verschiedene Varianten der Grüngesteinsserie mit Biotit, Albit, Epidot, Hornblende in den den meisten Typen auch sonst zukommenden Stadien der Diaphthorose. Zwischenlagernd sehen wir auch hier verschiedene Phyllonitarten, Quarzite und Gneise.

Im S-Gehänge (oberhalb des Wortes „Walzwerk“ der Spezialkarte 1:75.000) liegen im tieferen Teil diaphthoritische Amphibolite, Amphibolgesteine (zum Teil sehr ähnlich den Hornblendegarbenschiefen), Epidosite, alle in Begleitung der Normaltypen der Grüngesteine. In höheren Lagen folgen darüber Biotitgneise, Schafberggneise, Quarzite, ein weißes Marmorband in Grüngesteinszügen. Die in den hochliegenden Profilanteilen enthaltenen Serizitquarzite führen vereinzelt zu Linsen und Knollen verwalzte Quarzgänge, welche den Eindruck von Geröllen machen, aber sicher keine sind (ähnlich manchen verwalzten Quarzgängen der Rannachquarzite).

Auf dem Gipfelkamm ist die Abtrennung der höher metamorphen Serie gegenüber den hangenden Grauwackenschiefern ebensowenig klar zu ziehen wie im Hinkareckgebiet. Auffallend sind hier Phyllonite und serizitquarzitische Bänder mit schönen idiomorphen Feldspaten (wahrscheinlich späte Bildungen).

Ein besonderes, im steilen Wald südlich unter dem Gipfel auftretendes Gestein zeigt deutliche Schieferung und schon makroskopisch feinkörnige Feldspate in gleichmäßig dichter Verteilung.

Im Dünnschliff zeigt sich großer Albitoligoklas mit schwachem Zonarblau als Hauptbestandteil. Die locker gefüllten Feldspate liegen als rundliche isometrische Körner gleichmäßig dicht im Gestein verteilt und werden von einem Biotitgewebe umflossen, welches das im Handstück beobachtbare s erzeugt. An den Biotitfasern beteiligten sich nicht selten auch kleine Körnerballungen von Epidot, der auch den Hauptbestandteil der Feldspatfülle ausmacht. Die Biotite (Pleochroismus dunkelolivgrün bis bräunlichgelb) sind zum Teil vollkommen unverändert, zeigen oft aber auch Chloritisierung. Undulöser Quarz in kleinen Körnern tritt im Gestein nur in wenigen Zwickeln als Füllmasse, oft zusammen mit etwas Karbonat (mit Limonitflecken), auf und erweckt den Eindruck sekundärer Bildung. Akzessorisch findet man etwas Pyrit und älteren Magnetit im Zusammenhang mit Glimmersträhnen und vereinzelt auch als Einschluß im Plagioklas. Das Gestein zeigt nur wenige und schwache Spuren nachkristalliner Durchbewegung.

Das überaus harte und zähe grau-grüne Gestein fällt durch seinen Mangel an Quarz aus den anderen Grüngesteinstypen heraus.

Die Gesteinsgruppe der Grauwackenschiefer.

Während dieser Gesteinsgruppe, die den gesamten Schieferbestand der oberen Abteilung der Grauwackenzone ausmacht, auf dem östlichen Kartenblatt nur wenig Raum zukommt, sind eingehende Erörterungen infolge der Vielfalt der zweifellos stratigraphisch zusammengehörigen Gesteinsglieder und der weiten Verbreitung an dieser Stelle notwendig.

Die mächtigste, tektonisch vielfältige Masse der einwandfrei den Grauwackenschiefern angehörigen Gesteine baut die Hänge nördlich von Mautern, das Magdwieseck und die östliche Kammfortsetzung des Zeyritz-kampels auf. Neben den eintönigen grauen, oft feinlagigen, mitunter etwas sandigen Schiefen sind graue feinschichtige Quarzite, beziehungsweise Quarzsandsteine das wesentlichste Bauelement. Auf diese beiden Gesteinstypen mit einer gewissen Variationsbreite lassen sich auch örtlich serizitreichere und kräftig verfaltete Zonen zwanglos beziehen. So streicht eine solche Zone auf dem S-Kamm des Magdwiesecks bei P. 1543 durch. Solchen Abschnitten mit stärkerer Glimmerbildung werden wir noch öfter begegnen und sie eingehend zu besprechen haben. Wenn wir die Anteile der feinschichtigen Grauwackenschiefer unterhalb der Porphyroidmasse weiter westlich überprüfen, finden wir die Anteilnahme der gleichen Gesteinstypen in jedem Mischungsverhältnis.

Während im O des Kartenblattes Konglomerate, beziehungsweise geröllführende Sandsteine und Quarzite in Rollstücken gefunden wurden, war es in den besser aufgeschlossenen, hochliegenden westlichen Gebieten nicht schwierig, solche Konglomeratzüge zu beobachten. Sie erreichen nie große Mächtigkeit und keilen anscheinend bald wieder aus. Ihre Grundfarbe ist wie die ihrer Umgebung, nämlich hell- bis dunkelgrau, die Gesteine zeigen, wie auch die normalen Sandsteine oder Quarzite, häufig feine braune Limonitputzen, die das ganze Gestein durchsetzen.

Die Eintönigkeit der genannten Folge wird in allen Gebieten unterbrochen von wesentlich quarzärmeren Serizitschiefern von stahlgrauer Farbe, die aber durch Zunahme von graphitischem Pigment sehr dunkel stumpfgrauschwarz werden kann. Vereinzelt nimmt der Quarz zugunsten der tonigen Gemengteile so weit ab, daß die milden Schiefer in nassem Zustand wie Talkschiefer aussehen.

Die Züge schwarzer graphitischer Schiefer kommen oft, meist aber in geringer Mächtigkeit und beschränkter Reichweite vor. Sie haben gerade in Gebieten, welche stärkere Serizitbildung aufweisen, nicht selten zur Kartierung als Karbonschiefer Anlaß gegeben. Doch zeigt eine Reihe eindeutiger Beobachtungen die primäre Zugehörigkeit zum Komplex der übrigen Grauwackenschiefer. Es muß darauf hingewiesen werden, daß der Vergleich von Einzelhandstücken vereinzelt wirklich vollste Übereinstimmung ergibt, doch gibt es gerade in den hier in Rede stehenden schwarzen Schiefen immer Typen, welche niemals im Karbon auftauchen. Besonders deutlich wird die Unterscheidung dort, wo im Verbands mit den Grauwackenschiefern auch schwarze Kieselgesteine, Lydite vorkommen. Wir können aus den fossilführenden Stellen um Eisenerz, wo Silur eindeutig nachgewiesen ist, über die vollkommen gleich gebauten Schieferserien der Gegend von Vordernberg, Rötzgraben, Treffning bei Leoben, über die Gegend nördlich von Wald bis nach Gaishorn und westlich Trieben die

durch das Vorkommen der im ostalpinen Altpaläozoikum wohlbekannten Lydite charakterisierten Schieferfolgen einander in stratigraphischer Hinsicht wohl gleichsetzen. Bewußt stellen wir diese graphitreiche Gesteinsgruppe dem graphitführenden Karbon gegenüber und verallgemeinern das durch einige glückliche Fossilfunde bekanntgewordene silurische Alter auch auf diesen höchst charakteristischen Schichtbestand. Wir werden bei der Besprechung der Verhältnisse im Triebener Gebiet noch einmal auf diese Feststellung zurückkommen und bemerken jetzt nur, daß wir zwischen den genannten östlichen Gebieten und dem W eine gewisse fazielle Verschiedenheit im Aufbau der Profile feststellen können.

Ein weiteres, ebenfalls regional verbreitetes Gesteinsglied sind die Grünschiefer. Diese Gesteine haben sich zum Teil als Abkömmlinge von Diabasen oder von deren Tuffen erwiesen. Petrographisch unterscheiden sie sich von den in anderen stratigraphischen und tektonischen Einheiten liegenden grünen Gesteinen ebenfalls erheblich. In den meisten Fällen sind sie durch ihr Auftreten als Fleckengrünschiefer gekennzeichnet. Sie stehen an mehreren Stellen ihrer Verbreitung in engster Verbindung mit Gesteinen, die ihren massigen Charakter alter Durchbruchsgesteine noch zum Teil bewahrt haben. Im Gebiete des Kragelschinkens und im Gehänge südlich davon (nördlich Mautern) sind solche Gesteine mehrfach zu finden, deren Vorkommen von HIESSLEITNER schon verzeichnet ist (1931). Im Bereiche des Kartenblattes kommen solche Gesteine erst wieder im Gebiete von Trieben vor. Hier ist die Zugehörigkeit der Fleckengrünschiefer mit massigen Diabasen, Uralitdiabasen zu der Gruppe der Grauwackenschiefer zunächst nicht unmittelbar ersichtlich, ergibt sich jedoch aus den folgenden Erörterungen über den Aufbau dieses Gebietes. Petrographisch wurden diese Gesteine von HERITSCH bereits 1911 ausführlich beschrieben und aus der Gruppe der übrigen Grüngesteine herausgehoben. Im Zusammenhang mit den Grüngesteinszügen können verschiedentlich dünne Bändchen von weißem Marmor in zweifellos sedimentärem Verbands mit den dichten dünnschieferigen Grüngesteinen festgestellt werden. Solche liegen im Schwarzenbachgraben über der ersten Steilstufe, im Ausgang des Sunk und in den Grüngesteinsbändern nördlich Brantsching bei Tregelwang. Vereinzelt karbonatführende Rollstücke sind auch nördlich Mautern zu finden. Die Marmorbändchen erweisen auch einen sedimentogenen Anteil der dünnschieferigen Grüngesteinsbänder, für die also eine Vermischung von Tuffbestandteilen mit Sedimentmaterial, wie schon von ANGEL (1924) und HERITSCH (1921) vermutet wird, wahrscheinlich ist.

In dem Abschnitt, in welchem die Grüngesteine im Verbands mit den schärfer durchbewegten und auch kräftig metamorphen Grauwackenschiefern liegen, fand HERITSCH (DÖLL) im Lorenzergraben, ich selbst im Schwarzenbachgraben Hornblendegarbenschiefer. Sie liegen in den höher durchbewegten Grauwackenschiefern, und es ist zu bemerken, daß in diesen die dünnschieferigen Formen der Grüngesteine auch unter dem Mikroskop keinen wesentlichen Unterschied gegenüber den entsprechenden Gesteinen der höher metamorphen Gruppe (zum Beispiel Schobereinheit) aufweisen.

Wenn wir die Gebiete der Grauwackenschiefer östlich und westlich einer Linie vergleichen, welche der Radmer Störung entspricht, so können

wir feststellen, daß am O-Rande des Kartenblattes noch reiche Vorkommen von Kieselschiefer, Lydit mit Kalkbändern, wie auch die Grüngesteinsbänder gegen W verschwinden. In geringer Menge tauchen sie erst weit im W wieder auf, dort, wo wir auch noch andere Gesteinsglieder im Rahmen der Grauwackenschiefer vorfinden. So wie wir mit HIESSLEITNER in den obersten Abteilungen der Grauwackenschiefer einen Fazieswechsel zwischen O und W annehmen müssen, so scheint mir auch hier östlich und westlich der Radmerstörung ein solcher vorzuliegen. Allerdings sind hier vorläufig die neuen stratigraphischen Verhältnisse im westlichen Palental noch zu unklar, um über das Gesagte hinaus noch wesentliche Angaben machen zu können. Metamorphose und Tektonik spielen hier eine vorläufig noch nicht zu zergliedernde Rolle, wie aus den folgenden Ausführungen zu entnehmen ist.

Höher metamorphe Grauwackenschiefer und ihre Begleiter.

Wenn man aus dem Verbreitungsgebiet typischer Grauwackenschiefer südlich des Blassenecks über die Schlapfebenalm in die W-Gehänge des Hollerkogels in das Liegende absteigt, kann man die Feststellung machen, daß man aus den geringmetamorphen halbphyllitischen Typen grauer Sandsteinschiefer mit quarzitischen Lagen allmählich in serizitreichere grobe und feingeflaserte Gesteinsgruppen kommt, deren lithologischer Bestand gleichwohl mit dem höheren Schichtpaket unmittelbar vergleichbar ist. Die Einzeltypen der Gesteine sind von serizitreichen Lagen des typischen Grauwackenschiefergebietes nicht abzutrennen, die Gesteinsgesellschaft dieser Serie wiederholt bis in Einzelheiten deren Bestand. (Graue schieferigsandige, feinblättrige bis gröber blättrige Lagen wechseln mit grauen, feinlagigen, braun getupften Quarziten und schwarz pigmentierten Tonschiefern, Konglomeratlagen.) Im Einzelstück sind aber auch Unterschiede gegenüber den Serizitquarzitschiefern der oberen Abteilung der Rannachserie kaum festzustellen. Solche erweisen sich erst bei Überprüfung von mehreren entsprechenden Profilen unter Berücksichtigung der Gesteinsgesellschaften.

Ähnliche serizitreiche Bildungen, die gleichwohl an die Grauwackenschiefer angeschlossen werden müssen, sind auch in den Gehängen unter der Wolfsleiten bei Kalwang im Einzugsgebiet des Sulzbachgrabens bei Wald und zwischen Treglwang und Gaishorn zu finden.

Wenn wir in die erstgenannten Gehänge nordöstlich von Treglwang zurückkehren, können hier noch weitere Beobachtungen gemacht werden. Die mit halbphyllitischen Schieferen im Zusammenhang stehende Porphyroidmasse des Blasseneck—Hungerleitnerkogels streicht ohne Beeinflussung durch den eigentümlichen Knick des Streichens der südlicheren Gesteinsgruppen gegen WNW weiter. Mit dem Porphyroid geht wohl auch einiges von der Gruppe der Halbphyllite, während der Großteil bis zur N—S-Richtung umschwenkt. Hier muß wohl eine tektonische Grenze, die in den Gehängen allerdings nicht direkt zur Beobachtung gelangt, zwischen beiden Systemen angenommen werden. Es spricht sehr für die früher ausgesprochene Identifizierung beider Sedimentgruppen, daß nordöstlich von Treglwang in der serizitreichen Serie auch Späne von Porphyroid

liegen. (Oberhalb des Bauers Ledersberger und westlich des N—S-streichenden Kalkzuges.) Diese Porphyroide sind nur zum Teil stark verschiefert, sie zeigen im allgemeinen ihre Natur noch sehr deutlich.

Im Raume südlich von Treglwang—Trieben baut eine gleich zusammengesetzte Schieferserie die Gehänge und Kämme westlich des Föttelecks auf. Im unteren Wolfsgraben bei Trieben, wie auch noch westlich davon bei St. Lorenzen ist sie gut zu studieren. Es ist die von HERITSCHE als Serizit-schiefergruppe ausgeschiedene Gesteinsgesellschaft. In den schlecht aufgeschlossenen Kammgebieten südlich von Schwarzenbach—St. Lorenzen steht diese schwer verfaltete Schiefergruppe in unklarem Zusammenhang mit typischen Vertretern schwach metamorpher Grauwackenschiefer.

Diese Schiefergesellschaft zeigt bei schwerster Verfaltung und Durchknetung ebenfalls Serizitreichtum, meist in geschlossenen Häuten und Flatschen. Es kam an einzelnen Stellen auch zur Bildung von Biotit. Im NW-Kamm des Föttelecks, wie auch im Wolfsgraben erinnert das Aussehen der Gesteine überaus stark an die Glimmerschiefer des Traidersberges bei Leoben, welche lagenweise kleine Granaten führen. Die systematische Suche blieb auf dem NW-Kamm des Föttelecks auch nicht ergebnislos. Südöstlich von P. 1659 konnten Lagen mit kleinen Granaten festgestellt werden.

Eine Überprüfung des Bestandes dieser Schichtgruppe ergibt folgendes Bild: An Quarzlinsen und -fasern reiche Schiefer, deren überwiegende Masse arm ist an graphitischer Substanz. In vereinzelt Bezirken finden wir sie jedoch auch stark angereichert, so daß die Gesteine dunkelgrau, schwärzlich werden. Solche Schiefer sind zum Beispiel nördlich des Ausgangs des Sunk nur durch ihre weit höhere Durchbewegung und Glimmerbildung von den Karbonschiefern des Sunk zu unterscheiden. In der Masse der pigmentarmen Phyllite (Phyllonite) liegen graue, zum Teil gebänderte, fein gefaltete, oft auch dick gebankte Serizitquarzite und unregelmäßig verstreut auch geröllführende quarzitisches Gesteine. In manchen Profilen, zum Beispiel in den Gehängen nordöstlich vom Brodjäger, machen die Quarzite, hell- oder dunkelgrau gefärbt und von Zwischenlagen typischer Serizitphyllite durchzogen, einen wesentlichen Bestandteil aus.

Nicht selten sind auch Feldspate in den quarzitischen Gesteinen festzustellen. Sicher sind diese zu einem Teil (meist die Kalifeldspate) als Gerölle aufzufassen. Soweit es sich um Albitoligoklase handelt, erwiesen sie sich aber als im Gewebe gewachsen, es sind Porphyroblasten von gleichem Gepräge wie in den Grüngesteinen der Schobereinheit. Stumpfweiße (porzellanfarbene) Gesteine, die man im Felde für feldspatreiche (aplitische) Bildungen halten möchte, erweisen sich u. d. M. als Feinmylonite von Quarziten mit Rekristallisationserscheinungen.

So wie Lydite und ihre Begleiter, schwarze Tongesteine, in den typischen Grauwackenschiefern in örtlich wechselnder Menge vorkommen, so fand ich sie auch in den höher metamorphen Abteilungen dieser Schichtgruppe. Das größte Vorkommen ist auf dem Reineck (NW-Kamm des Föttelecks) in Begleitung serizitreicher Phyllite und Quarzite von kräftiger Durchbewegung.⁶⁾

⁶⁾ Aus den Funden lyditischer Gesteine und granatführender Schiefer läßt sich die Vermutung ableiten, daß auch der Traidersberg zu wesentlichen Teilen ein Vertreter dieser quarzphyllitischen Ausbildung von Grauwackenschiefern ist. In

Außer den im Rahmen der Grauwackenschiefer des O auch im W wiedergefundenen Gesteinskomponenten minder oder höher metamorphen Zustandes, kommen im W auch noch zahlreiche Gesteine vor, deren Deutung noch in einzelnen Fällen auf große Schwierigkeiten stößt. Im Zusammenhang mit ihrer Erläuterung müssen die Aufnahmesergebnisse HAMMERS im westlich anschließenden Nachbargebiet besonders berücksichtigt werden (1932).

Helle Quarzite zwischen Gaishorn und Treglwang.

In dem Graben, der von dem Bauern Brantsching vom Paltental nordwärts zieht, treten in Gesellschaft sehr stark durchbewegter glimmerreicher grauer Phyllite weißliche bis graue und graugrüne Quarzite auf, welche die sehr steilen Gehänge beiderseits des Baches aufbauen. Diese Quarzite bilden das Hauptgestein des Tälchens. In ihrer Gesellschaft findet man auch graphitführende Serizitschiefer mit grauer Grundfarbe. Die Quarzite selbst führen lagenweise reichlich Muskowit und konglomeratische Partien. Die Gerölle sind entweder vereinzelt verstreut im Gestein oder, wie in den Wänden bei der oberen Grabenteilung, dicht aneinander im Gestein gepackt. Sie bestehen aus schön gerundeten Quarzen, das Bindemittel ist quarzitisches grau. Hier fand ich auch einzelne Putzen von glänzend schwarzem Flinzgraphit in dem auffallend hellen Gestein.

Ob die basischen Metamorphose westlich des Grabens mit diesem Sonderotyp der Quarzite in näherer Berührung stehen oder bloß tektonisch in deren Nähe gebracht wurden, ließ sich nicht entscheiden. Von den Quarziten der Flietzenschlucht unterscheiden sich diese Quarzite durch das Hervortreten deutlicher Streckachsensysteme und das vollständige Fehlen der diesen eigentümlichen scharfkanligen polyedrischen Bruchstücke. Im Gerölle konnte ich auch Stücke mit nur zentimeterdünnen weißlichgelben Kalkbändchen finden.

Die gleichen Quarzite sind in einer Wand über dem Bauern Poser bei Gaishorn aufgeschlossen. In den Anbrüchen sind hier auch die marmorierten Kalkbändchen schön zu beobachten. In den zwischen den beiden Fundpunkten liegenden Gehängestücken konnte ich die Quarzite mehrfach ohne Hinzutreten neuer Eigenheiten finden.

Ein weiterer, dem Normaltypus der Quarzite der Grauwackenschiefer nicht entsprechender Typus liegt in den Gehängen unter der Schlapfebenalm. Es sind bei 1000 m zunächst geröllführende graue Quarzite in Begleitung von blätterigen und dünnbankigen Serizitquarziten mit braunen Rostflecken und grauer Grundfarbe. Die Gerölle bestehen aus Quarz von mehreren Zentimetern Länge, die Längsachse in den N—W-streichenden Streckachsen, seltener sind große Feldspate mit Durchmesser

gleicher Weise muß auch die Möglichkeit dieser Zuordnung für die entsprechend aussehenden Gesteinsstreifen im Rahmen höher metamorpher Grungesteinskomplexe ernstlich erwogen werden. Züge von Diaphthorese, wie sie allenthalben zu finden sind, brauchen im Hinblick auf die enge tektonische Vergesellschaftung mit der höher metamorphen Gruppe und bei Beobachtung des Deformationszustandes der Grauwackenschiefer südlich Trieben nicht zu verwundern. Bedeutsam in dieser Hinsicht sind die von SCHWINNER (1923) und neuerdings von WIESENER (1938) gemachten Feststellungen des Überganges der Ennstaler Phyllite in die Granatglimmerschiefer.

bis zu 2 cm. Diese Gesteine stehen auch in Verbindung mit pigmentführenden Serizitschiefern. Die Ähnlichkeit dieser konglomeratischen Quarzite mit denen vom Gipfel des Föttelecks (höher metamorphe Gesteinsgruppe) kann nicht übersehen werden.

Im Verband mit diesen Quarziten liegen bei etwa 1120 m in Aufschlüssen und Rollstücken weitere Quarzite, die bedeutend heller sind und in ihrem Habitus von den Quarziten der tieferen Abteilung der Rannachserie überhaupt nicht zu trennen sind. Selbst karbonatführende Gesteine sind vorhanden. Auch diese kleine Gesteinsgruppe liegt im Verbande mit dunklen, stark verfalteten Serizitschiefern. Allein die enge Verbindung dieser Gesteine mit den weiter unten liegenden geröllführenden Quarziten, die im Verbande mit Grauwackenschiefern liegen, und das Vorkommen solcher auch in der unmittelbaren Umgebung machen eine Zuweisung der letztbeschriebenen Gesteine zur großen Gemeinschaft der Grauwackenschiefer möglich. Immerhin ist die große Verwandtschaft mit der Rannachserie einerseits und den Quarziten der Schobereinheit andererseits ein genügender Anlaß zur Überlegung, ob nicht in den stratigraphisch wie tektonisch wohl zu unterscheidenden Gesteinsgruppen doch gewisse Gesteinsglieder stratigraphisch einander entsprechen können. Leider liegen für eine aussichtsreiche Diskussion dieser Frage noch immer zu wenig Daten vor.

Dientener Schiefer.

In einwandfreiem Verbande mit typischen Grauwackenschiefern höher metamorpher Prägung konnten an zahlreichen Stellen schwarze Schiefer gefunden werden, die infolge ihres Graphitgehaltes mehrfach dem graphitischen Karbon angegliedert worden waren. Sowohl hinsichtlich ihrer Begleitgesteine, wie auch in ihrer Fazies zeigen diese Schiefer jedoch einige bedeutsame Unterschiede gegenüber dem sicher als Karbon anzusprechenden Schichtpaket. Wohl am deutlichsten werden diese Unterschiede in dem alten Graphitbergbau des Lorenzer Grabens. In schwerer Verfaltung zeigen sich hier dachschieferartige Typen, wie sie nie im Karbon auftreten. Örtlich sind auch kieselreiche Lagen eingeschaltet, überall zeigen sich aber als äußeres Zeichen chemischer Verschiedenheit gegenüber den Karbonschiefern limonitische Verwitterungskrusten, welche alle Sprünge im Gestein erfüllen. Dementsprechend treten auch die mehrfach beobachteten Grubenwässer stark ockerig gefärbt zutage, was in den Grubenwässern, welche karbonischen Schiefern entstammen, nie der Fall ist, wenn sie nicht aus Pyritlagern kommen. Im Schwarzenbachgraben sehen wir in Verbindung mit diesen Schiefern auch die Fleckengrünschiefer und in einiger Entfernung Kalkphyllite. Die Ausbildung der einzelnen Gesteinstypen sowie ihre gegenseitige Verknüpfung weisen auf die Profile, die vom Pongauer Salzsachtal nach Dienten zu beobachten sind.

Nördlich von Gaishorn liegen gleichfalls Schieferpartien, die sich zwanglos auf die besprochene Fazies beziehen lassen. Ob allerdings alle hier vorkommenden schwarzen Schiefer dem Silur zuzurechnen sind, läßt sich vorläufig noch nicht entscheiden, da bedeutende Schieferpartien den schwarzen Karbonschiefern vollständig gleichen. Erst eine detaillierte Einzelaufnahme mit breiter Vergleichsbasis wird hier Klärung schaffen können. Auffallend sind im äußersten Teil der Flietzenschlucht noch

schwarze Schiefer mit dicht im Gestein eingepackten glasigen Quarzknöpfchen. Möglicherweise handelt es sich hier um ähnliche Bildungen, wie sie von HIESSELEITNER (1931, S. 54) aus dem Verbands der Grauwackenschiefer bereits beschrieben sind.

Mit der Annahme, daß wir es bei Gaishorn mit einer Vertretung von Silur in enger Anlehnung an die Dientener Fazies zu tun haben, ist auch der von E. HABERFELNER gemachte Fund eines Graptolithen bei Gaishorn (Verh. 1931) wesentlich verständlicher geworden, als dies bei der bekannt weiten Fassung des Karbons früher möglich war.

So wie im Pongauer Profil außer den schwarzen Dientener Schiefern auch Kalkphyllite auftreten, konnte ich sie in der typischen Gesellschaft von Grauwackenschiefern auch im Paltentale finden. Bekannt ist ihr Vorkommen schon, seit HERITSCH sie 1911 von den Hängen südlich Trieben beschrieben hat (1911, S. 75). HAMMER beschreibt diese Gesteine im Verband seiner graphitführenden Serie aus der Zone zwischen Trieben und Rottenmann nördlich und südlich des Paltentales. In der von beiden Autoren beschriebenen Form fand ich diese Gesteine im oberen Lorenzer Graben in besonders schöner und reicher Entwicklung, wobei auch der von HERITSCH als Fuchsil beschriebene hellgrüne Glimmer auf den Flächen reichlich auftritt. Durch Vergleichsbegehungen konnte ich mich überzeugen, daß auch die von HAMMER beschriebenen Kalkphyllite durchaus denen vom Lorenzer Graben entsprechen. Es ist erwähnenswert, daß die Kalkphyllite, welche man im Pongau zwischen Schwarzach-St. Veit und Lend in den Hängen nördlich der Salzach schlagen kann, durch nichts von denen des Paltentales zu unterscheiden sind. Von den Dientener Schiefern sind die Kalkphyllite im Lorenzer Graben durch helle, weißlich-grüne Quarzite, Serizitschiefer und das Serpentinvorkommen getrennt. Die Kalkphyllite selbst stehen in Gesellschaft mancher heller Bänder von Kalkmarmor mit dünnen Einschaltungen von Serizitschiefern, von grauen glimmerreichen Phylliten und dünnblättrigen, feinschichtigen grünen Schiefern. Südlich von Trieben fand ich die Gesteine isoliert in den schwer durchbewegten Grauwackenschiefern.

Kalke in Verbindung mit Grauwackenschiefern.

Vereinzelte Kalkzüge, oft auch nur dünne Bänder, liegen im Verbands der Grauwackenschiefer, ohne mit dem hangenden erzführenden Kalk nähere Verbindung zu zeigen. Mitunter finden wir eine Fazies vor, welche von der des dunklen Plattenkalkes des Karbons nicht zu trennen ist. Einzig die andere Schieferbegleitung deutet auf andere stratigraphische Stellung. Ein solcher Zug ist über der Schlapfenebnalm aufgeschlossen und läßt sich von hier gegen W und schließlich gegen S weit verfolgen. Es ist ein ebenplattiger, stellenweise reichlich krinoidenführender Kalk mit örtlich etwas wechselndem Graphitgehalt. Dieser kann sich bis zu intensiver Abfärbung steigern. Der Kalk ist etwas metamorph, stellenweise gebändert und steht in Verbindung mit eigenartig bleigrauen dünnplattigen Schiefern, die alle Übergänge zu normalen sandigen Grauwackenschiefern zeigen. Wo Pigmentierung und dünnplattiger Habitus der Kalke herrscht, sind zahlreiche unbestimmbare Fossilspuren festzustellen, so daß eine systematische Suche

nicht aussichtslos erscheint. (Zum Beispiel oberhalb des S-Endes des Zuges, wo ein Weg im Schlag den Kalk quert.)

Mitunter zeigen sich die dunklen Plattenkalke mit helleren, weniger gut geschichteten, gelblichgrauen dichten Kalken verknüpft, welche auch Träger von Rohwandputzen sein können. Auf Grund der Verknüpfung dieser beiden Kalktypen mit dunklen Schiefern, auch Kieselschiefern, kann angenommen werden, daß es sich hier um ein Äquivalent jener Kalkbänder handelt, wie sie etwa im Rötzgraben bei Trofaiach aufgeschlossen sind und wie sie auch an der Basis der Reitingmasse vorkommen. Allerdings verarmt diese Entwicklung gegen W.

Dort, wo wir die an die Dientener Fazies angelehnte Entwicklung im Pallentale vorfinden, sind Einschaltungen von Kalken wieder reichlicher. Neben der schon genannten Entwicklung finden wir hier auch selbständige helle feinkristalline und oft massige Kalke (mit Rohwand), die auch im Zusammenhang mit den Kalkphylliten dieser Gruppe stehen. Eine Beschreibung dieser sich von hier gegen W fortsetzenden Kalktypen und ihrer Verbindung mit den Kalkphylliten wurde von HAMMER bereits gegeben (1932, S. 131 ff.).

In der gleichen Verbindung mit Lyditen oder Kieselschiefern, wie dies in den gesicherten Grauwackenschiefern der Fall ist, finden wir stark marmorisierte Kalklinsen und zerfetzte Schollen auch in der höher metamorphen Gruppe der Grauwackenschiefer, zum Beispiel auf dem W-Kamm des Föttelecks.

•

Wenn wir mit diesen Beschreibungen der überaus kompliziert und vielfältig aufgebauten Gesteinsgruppe schließen, so muß betont werden, daß sie weder der tatsächlichen Mannigfaltigkeit des Schichtbestandes noch den bestehenden Zusammenhängen gänzlich gerecht werden können. Wir stehen hier noch ganz am Anfang einer analytischen Phase der Erforschung, die aber gleichwohl schon jetzt imstande ist, gewisse Zusammenhänge in neuem Lichte erscheinen zu lassen. Mit den höher metamorphen Grauwackenschiefern stehen wir in jenen Gesteinsgebieten, die vielfach als Quarzphyllit zusammenfassend behandelt wurden. Da aber unter „Quarzphyllit“ als einem Sammelbegriff höchst Verschiedenes ohne genetische Deutung zusammengewürfelt worden ist, unter „Quarzphyllit“ vielfach auch eine stratigraphische Einheit verstanden wurde, habe ich von allem Anfang an diesen Ausdruck möglichst gemieden und, wie sich zeigte, mit Recht. Denn die Untersuchungen der letzten Jahre ergaben unter Wahrung der eingangs erwähnten Gesichtspunkte die Möglichkeit einer Aufteilung vieler Quarzphyllite in stratigraphisch verschiedene Gesteinseinheiten. Die teilweise Prägung dieser Gesteine als Quarzphyllonite unterliegt anderen, vom stratigraphischen Bestand unabhängigen Gesetzen.

Von SPENGLER (1920, 1925) wurden die unseren höher metamorphen Grauwackenschiefern entsprechenden Gesteine auch als Quarzphyllite ausgedrückt, wie dies im Zusammenhang mit seiner Bearbeitung der Kaintaleckschollen von HAUSER näher ausgeführt wurde (Jahrb. 1938). An der nördlichen Grenze dieser altkristallinen Schollen gegen die Grauwackenschiefer des normalen halbphyllitischen Stadiums schiebt sich ein phyllitisches Stockwerk ein, welches auch von HAUSER als höher metamorphes

Stockwerk der Grauwackenschiefer gedeutet wird und welches sich, vielleicht abgesehen von lokal bedingten Varianten, sehr schön mit unseren Beobachtungen in unserer westlichen Fortsetzung deckt. Allein für die von ihm geschilderten gefeldspateten Glimmerschiefer ließ sich kein volles Äquivalent ausfindig machen, wenn auch manche Typen feldspatführender Quarzite genetisch übereinstimmen dürften. Dagegen finden wir im Kammgebiet von Hinkareck und Blasseneck im Bereiche sicherer Grauwackenschiefer strichweise verblüffend gleiche Züge von Biotit-Feldspat führenden Glimmerschiefern. Der Gleichstellung HAUSERS dieser höher metamorphen Gruppe mit den von HAMMER beschriebenen Toneckphylliten können wir voll beistimmen. Diese scheiden in unserer Ordnung als eigene stratigraphische Gruppe aus, obwohl sie durch die faziellen Änderungen gegenüber dem O Unterschiede zeigen.

Erzführender Kalk und Porphyroid.

Zu den von HIESSLEITNER gegebenen Beschreibungen des Zeyritzkalzuges läßt sich in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht kaum etwas Wesentliches hinzufügen. Durch den Fund von Porphyroidfetzen auf der Achner Kuchel im Anschluß an ein bisher noch nicht ausgeschiedenes Schieferband zwischen Kalken ergab sich eine weitere tektonische Unterteilung dieser Kalkmassen. Über die Altersfrage der Kalke kann vorläufig ebensowenig ausgesagt werden wie bisher. Einige nächst der auf dem Kamme der Achner Kuchel liegenden Eisenlagerstätte gefundene Korallenreste konnten noch nicht bestimmt werden.

Südöstlich unter dem Gipfel des Zeyritzkampels scheinen rötliche Tonflaserkalke mit allen Übergängen dem Normaltypus der Riffkalke oder gebankten dunkleren Kalke verbunden zu sein, ohne daß eine tektonische Trennung möglich wäre.

Schwieriger gestalten sich die Bemühungen um eine Übereinstimmung hinsichtlich der S-Grenze der Porphyroide. Es konnte nicht alles, was in den Aufnahmen HIESSLEITNERS als Porphyroid schlechthin ausgeschieden ist, als solcher anerkannt werden. Die Schwierigkeiten liegen einerseits in dem aus der Literatur schon mehrfach bekannten, sehr verschiedenartigen Bild, welches der Porphyroid liefert und welches nicht allein auf nachträgliche, durch Metamorphose bedingte Umwandlung zurückgeführt werden kann.⁷⁾ HIESSLEITNER gab vom Finstergrabenporphyroid „Mischbereiche“ an und verstand darunter im wesentlichen mechanisch mit Sedimentmaterial gemengten Porphyroid oder Tuff. Da die gleiche Zone eines Mischbereiches auch auf Blatt St. Johann weit verbreitet ist, steht mir einiges Beobachtungsmaterial zur Verfügung, dessen Klärung allerdings nicht ohne weiteres durch die Formulierung HIESSLEITNERS erfolgen kann. Auf dem Haberltörl fand ich zum Beispiel Porphyroide, welche bei normalem Aussehen schieferige Linsen und Streifen und die gleichen Quarzputzen enthalten, wie sie nicht weit davon als Gerölle in den Grauwackenschiefern vorkommen.

In einer modernen Bearbeitung sollen nun auch die zum Beispiel von ANGEL und HAMMER angegebenen Tuffe berücksichtigt werden, was derzeit

⁷⁾ Die Unterschiede im Habitus gegenüber dem Eisenerzer Gebiet sind sehr auffallend.

noch durch die Überlagerung einer Metamorphose, die sich über alle Gesteine erstreckt, auf feldgeologisch unüberwindliche Schwierigkeiten stößt.⁹⁾ Hier müssen erst regional zielbewußte Aufsammlungen mit Berücksichtigung geologischer Zusammenhänge gemacht werden, eine Aufgabe, welche lange Zeit in Anspruch nimmt. Eine solche hat nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung Herr Dr. L. HAUSER, Mariazell, bereits ins Auge gefaßt. Um jedoch einen ersten Anhaltspunkt für die Art der Problematik zu geben, ist der vorliegenden Arbeit eine petrographische Studie HAUSERS angeschlossen, welche ein gemeinsam begangenes Profil durch eine solche Zone der Unklarheit behandelt. In der Karte erfolgte die Auscheidung solcher Randzonen durch eine eigene Signatur.

Der Gebirgsbau.

Das Verbreitungsgebiet der Rannachserie und seine südliche Grenze.

Während im Gebiete des unteren Liesingtales die Gesteine der Rannachserie noch einen verhältnismäßig schmalen Raum in steiler Lagerung einnehmen, beginnt sich südlich von Mautern das ganze Schichtsystem flacher zu legen und dementsprechend flächenhaft weiter auszudehnen. Die größte Breite erreicht es zwischen Wald und dem Hoch-Reichart. Die Täler, welche von Kalwang und westlich davon gegen das südliche Kristallin hineinziehen, enthüllen diese flache Lagerung ausgezeichnet und zeigen, daß diese kaum jemals von steiler liegenden Zonen unterbrochen ist. Diese Verhältnisse herrschen entlang der ganzen Ausdehnung der Rannachserie bis fast an seine westliche Grenze bei Hohentauern. Ganz flachwellige Verbiegungen sind häufig zu beobachten und führen zu den häufigen Abänderungen der Streichrichtungen und zu dem S-Fallen, wie es zum Beispiel südlich von Wald recht oft zu sehen ist.

Wie im O, so finden wir auch hier im W überall die Spuren älterer Durchbewegung der Gesteine in Form ausgeplätteter Falten in der Streckung und vereinzelt auch sicheren Walzung der Gerölle im Rannachkonglomerat, deren Längsachsen von offenbar jüngeren Streckrichtungen anderer Richtung überprägt sind. Soweit es möglich war, Beobachtungen über die Gesteinsfolge zu machen, scheinen mir größere Profile mit ursprünglicher, sedimentärer Schichtfolge verschwunden zu sein. Solche mögen stellenweise, aber unkontrollierbar in kurzen Profilstücken noch vorliegen. Trotzdem erscheint bei übersichtsweiser Betrachtung der von HAMMER betonte Eindruck einer nach oben abnehmenden Grobheit der klastischen Bestandteile voll gewahrt.

Dort, wo wir im O des Kartenblattes den Übergang der steilen zur flachen Lagerung finden, sehen wir auch, daß in der Rannachserie das Graphitkarbon und die Züge der Frauengrabengneise enthalten sind. Im selben Gebiete des Überganges finden wir auch einen Wechsel im Habitus

⁹⁾ Eigenartige Typen am S-Rand der Porphyroidmasse des über Hinkareck—Leobner streichenden Zuges mit Zonen auffallender Biotitbildung (zum Beispiel Kammgebiet P. 1996—Hinkareck) lassen den alten Ausdruck „Blasseneckgneis“ sehr verständlich erscheinen.

der S-Grenze gegen das Kristallin, die im Gebiete des Bremsteins südlich Mautern kräftig nach N vorspringt.

Erschwert wird die Deutung der hier zur Beobachtung kommenden Verhältnisse noch durch Störungen, welche möglicherweise mit der Radmerstörung der nördlichen Gebirgsanteile in ursächlicher Verbindung stehen. Wir sehen im Rabengraben und Gaisgraben kräftige Störungen und sogar Schuppungen im nördlichen Abschnitt der Rannachserie, wir können überraschend ein nahe der N—S-Richtung gerichtetes Streichen bei überaus steilem Einfallen feststellen. Besonders deutlich werden diese Störungen der normalen Lagerung im Aufstieg von Mautern über den Bauern Putz zum Alpsteinerhof. Leider macht gerade hier die geringe Zahl von Aufschlüssen eine nähere Deutung unmöglich.

Während wir im Inneren der Rannachserie anhaltend bis an die S-Grenze die charakteristische flache Lagerung feststellen können, erleidet diese in der nächsten Nähe des nördlich anschließenden Karbonzuges eine Änderung. Schon auf dem Rücken westlich des Rannachgrabens an der östlichen Blattgrenze sehen wir die Schichten des Karbons und seiner Nachbargesteine zu steilem N-Fallen aufgerichtet. Sehr schön aufgeschlossen ist die genannte Versteilung an einigen Stellen des S-Gehanges der Barhubermauer. Knapp westlich ihres kurzen S-Kammes, im Walde bei etwa 1090 m, sind die fast horizontal liegenden Bankungsflächen der Rannachgesteine durchschnitten von einem engscharigen Kluftsystem, dessen Richtung mit der des hangenden, überaus steil liegenden Karbons genau übereinstimmt. Die tiefsten Bänke des Hangendkarbons zeigen zunächst noch die gleiche flache Lagerung, sind jedoch von den Transversalklüften vollkommen zerschnitten und zerschert. Einige Meter über der Grenze liegen die Gesteine bereits in der Richtung des Kluftsystems, mit 70 bis 80 Grad nach Nord einfallend.

Ähnliche Verhältnisse zeigen sich auch im unteren Sulzbachgraben bei Wald. Nördlich der Kirche sieht man die überaus flach liegenden Quarzite und Serizitquarzitschiefer der Rannachserie, während das darüberliegende Karbon, der Zug der Barhubermauer, sehr steil gelagert ist. Da zahlreiche Beobachtungen die gleichen Grenzverhältnisse gegen das Karbon erweisen, muß dieser Art der Überlagerung eine besondere tektonische Bedeutung zugemessen werden. Wahrscheinlich hängen auch die an einer schmalen Zone steil aufgerichteten Rannachgesteine mit Faltungserscheinungen im untersten Pischinggraben bei Kalwang damit in Zusammenhang. Wo sich im O die Rannachgesteine selbst schon steiler stellen, verschwindet auch der augenfällige Gegensatz der Lagerung und es bilden sich allmählich jene Profile heraus, die zwischen Kaisersberg und Leoben sichtbar sind. Mit der Deutungsmöglichkeit dieser Erscheinungen werden wir uns in einer übersichtlichen Zusammenfassung zu beschäftigen haben.

Das Gebiet der Schobereinheit bis zum Triebenstein.

So wie zwischen Wald und Kalwang das nördliche Karbon über der flach gelagerten Rannachserie liegt, so liegt südlich von Wald und von hier bis Hohentauern die südliche Einheit der höher metamorphen Gesteine (Schobereinheit) über den gleichen Rannachgesteinen. Nur die Art der Überlagerung ist verschieden. Auch in der Schobereinheit fällt die flache,

mit der Rannachserie übereinstimmende Lagerung auf, die nur selten eine Unterbrechung erfährt. Auch hier kann uns das Ansehen der ruhig, flachwellig verbogenen Gesteinspakete nicht über die Spuren alter heftiger Tektonik hinwegtäuschen. Diese bildet sich in den Marmorbändern, zum Beispiel auf dem kleinen Schober, ausgezeichnet ab, und wir sehen neben den halb verflößten dünnen Marmorbändchen in engster Verfaltung mit den grünen Gesteinen auch größere Faltenbilder und wir müssen feststellen, daß die Achsen dieser Großfalten mit der heute im ganzen Gebiete herrschenden Streckrichtung nicht zusammenfallen, sondern von dieser überprägt werden. So ist es zum Beispiel auf dem kleinen Schober, wo die Großfaltenachsen der Marmore durchschnittlich $O 15^{\circ} N$ streichen, während die Streckachsenrichtung wie gewöhnlich in den NW-Quadranten weist. Daneben finden wir auch eine Richtung von Faltenachsen im $O 15^{\circ} S$, die mit einer überprägten Achsenrichtung verknüpft ist. In gleicher Weise gibt auch das Kartenbild Aufschluß über die innere Zerrissenheit der Gesteinskomplexe. Die Marmore in der östlichen Verbreitzzone zeigen das am besten. Flach zusammengepreßte Faltscharniere bedingen wohl das Auskeilen der Züge des Beisteinermarmors. Die im stratigraphischen Abschnitt angedeutete Gliederung ist daher wohl mehr der Ausdruck stofflicher Gesteinsverschiedenheiten als einer ursprünglichen stratigraphischen Reihe. Auch in diesem Sinne enthält der Serienbegriff seinen tektonischen Inhalt.

Eine ungeheure Durcharbeitung zeigen auch die Gesteinszüge, welche die Kämme des Himmelecks und westlich davon aufbauen. Die Beobachtungen zeigen die Mehrphasigkeit der Beanspruchungen und Kristallisationen, die einzigen Anhaltspunkte im Felde geben die dominanten Streckachsen. In ihrem Streichen und Einfallen liegt eine große Antiklinale, die etwas nach NO überschlagen ist und welche sich vom Himmeleck über P. 1965 gegen NW verfolgen läßt (die Achse fällt 10° gegen $N 15^{\circ} - 35^{\circ} W$). Sie bringt die tieferen Grungesteinsglieder, ummantelt von der Quarzitgruppe, zeitweise in die Höhe der Kämme. Es scheint, daß dieser Aufwölbung nördlich davon eine flache Einsenkung entspricht, welche ihren Ausdruck im S-Fallen der Gehänge zwischen Treglwang und der Treglzenalm findet.

Den gleichen Eindruck flacher Lagerung wie südlich von Wald erhalten wir auch in der westlichen Fortsetzung nördlich des Triebentales und auf dem Thierkogel, welcher zur Gänze aus Gesteinen der höher metamorphen Gruppe aufgebaut ist. Erst im Untergrund des Triebensteins, in welchen kümmerliche Reste der östlich davon noch so mächtigen Serie hineinstreichen, beginnt eine allgemeine Steilstellung der Grungesteine zu herrschen. Unwillkürlich erhält man den Eindruck, daß dieser Abschnitt anderen tektonischen Leitlinien gefolgt war, als die große Masse östlich des Triebensteins.

Auch die Überlagerungsfläche der höher metamorphen Grauwackenschiefer über den Grungesteinen und Quarziten der Schoberserie nördlich des Föttelecks liegt im allgemeinen recht flach. Sie versteilt sich erst dort, wo die Massen der Grauwackenschiefer an die Deckeneinheiten des Triebensteins stoßen.

Die N-Flanke des Walder Schobers ist durch die scharf NW-streichenden, dem Triebensteinkalk gleichgesetzten Karbonkalke gekennzeichnet. Die Kalke fallen schon vom Tal aus auf. Der oberste auskeilende Rest

dieser Kalke, mit einem schönen Faltscharnier in der Streichrichtung der üblichen NW-gerichteten Streckachsen, ist von Wald aus als deutlicher Keil unter dem Gipfel des Großschobers zu beobachten. Es handelt sich bei beiden Zügen um Einfaltungen von Karbon in die Grüngesteinsserie, wobei das mit den Streckachsen übereinstimmende NW-gerichtete Streichen der Kalke in auffallendem Gegensatz steht zu dem meist reinen O—W-Streichen und überaus flachen N-Fallen der hangenden Grüngesteins- und Quarzitmassen, welche den Kamm des Schobers und der Leckerkoppe aufbauen. Auch in dieser Erscheinung äußert sich jene eigenartige Stiländerung der Tektonik in der Nähe von Karbonzügen, die wir auf der Barhubermauer besonders schön beobachten konnten.

Der genannten Einfaltung der Kalke nördlich des Schobers stehen schmale, als Quetschlinge vorliegende graphitische Schiefer im südlichen Gebiete (bei den Beisteiner Marmoren) gegenüber. Nur in einem Falle konnte durch den Fund einer Kalklinse, die im Liegenden des großen Marmorkeiles vom Beisteiner zu Magnesit umgewandelt ist, die Identität der Schiefer mit Karbon ziemlich sicher nachgewiesen werden. In allen anderen Fällen ist es unsicher. Es kann jedoch kein Zweifel bestehen, daß diese Keile tektonisch in die Profile der höher metamorphen Gesteinsglieder einbezogen worden sind. Eine tektonische Parallelisierung dieser Keile mit dem Karbon der N-Seite des Schobers kann nach meinen Beobachtungen aber nicht in Erwägung gezogen werden.

Was die Frage der Überlagerung der Schobereinheit über die Gesteine der Rannachserie anbelangt, so stehen für die Deutung als tektonische Überlagerung mehrere Argumente zur Verfügung. Wenn es auch an mehreren Stellen scheint, als ob die Serizitquarzite und Schiefer der Rannachserie sich allmählich in die Grüngesteine fortsetzen würden, wie etwa am N-Fuß des Walder Schobers, so finden wir doch an zahlreichen Stellen zwischen beiden eingeschaltet schmale lange Bänder schwarzer Schiefer, oft in schwer gequältem Zustande, die weder der einen noch der anderen Serie stratigraphisch zugezählt werden können, sondern eher zum Karbon gehören. Die größte Linse liegt auf dem Steinberg (südwestlich von Wald), wo die graphitreichen Schiefer auch beachtenswerte Mächtigkeit erreichen. Auf die hier gemachten Gesteinsbeobachtungen gründet sich auch der Verdacht auf Karbon.

Für tektonische Überlagerung spricht auch der Umstand, daß mächtige Teile der Hangendeinheit eine weitaus intensivere Durcharbeitung (mit Mehrphasigkeit und intensivem Stoffwechsel) verraten als die Rannachgesteine. Wenn auch daraus noch kein Schluß auf höheres Alter gezogen werden darf, so besteht doch die Annahme zu Recht, daß sie den älteren Teil dieser tektonischen Umwandlungen nicht im Zusammenhang mit der Rannachserie erlitten haben, sondern daß sie erst später mit diesen verknüpft wurden.

Der Karbonzug und seine Randgebiete.

Aus dem schmalen und tektonisch stark überarbeiteten Karbonstreifen, der aus dem Steineck von SO gegen Mautern heranzieht, entwickelt sich schon südlich von Mautern ein breiterer Streifen mit zwei Kalkzügen, die den Rannachgraben übersetzen. Anscheinend ungestört überschreitet der

Zug das Tal, um sich nun nördlich der Liesing und westlich der Radmerstörung zu einem mächtigen Profil zu entwickeln. Dieses ist in der Höll bei Kalwang ausgezeichnet erschlossen. Hier sowohl wie auch nördlich von Wald sieht man mehrfach, wie die große Mächtigkeit auf intensive Verfallung zurückzuführen ist. Eine solche zeigen zum Beispiel die Kalkzüge, welche nördlich der Talfurche zwischen Wald und Vorwald durchziehen und die den untersten Sulzbachgraben überqueren. Die mächtigen krinoidenführenden Kalke der Brunebenalm und der Eggeralm stecken als steilgestellte Keile in den Schiefen und erreichen die Talsohle des Sulzbachgrabens nicht. Vereinzelt konnten Faltenscharniere aufgefunden werden, deren Achsen überaus flach gegen WNW oder NW einfallen.

Nur wenige Kalkzüge streichen auf größere Entfernungen hin durch, ohne eine Unterbrechung (abgesehen von jungen Querstörungen) zu erleiden. Auffallend und im Gelände oft deutlich hervortretend sind beträchtliche Schwankungen der Mächtigkeit, auch in kleinen Räumen, ja selbst in einem einzigen Profil stark wechselnde Fallwinkel, Mylonitisierungs- und Verschieferungszonen.

Eine überaus interessante Unterbrechung erfährt das geschlossene Karbonprofil im Sulzbachgraben durch das Auftauchen der schon erwähnten Antiklinale der Sulzbachquarzite. Senkrecht oder auch in leicht überkippter Lagerung taucht der S-Schenkel des Gewölbes aus der Tiefe empor, während der N-Schenkel mit flachem N-Fallen wieder unter Karbon eintaucht. Beiderseits wird die Antiklinale von Störungen abgeschnitten, die den jüngeren Verwerfern der N-S-Richtung angehören. Wie aus den Aufschlüssen der Gehänge des schluchtartig eingerissenen Sulzbachgrabens hervorgeht, ist die Überlagerung des Karbons tektonisch zu deuten. Beide Gesteinsgruppen zeigen an der Grenze heftige Zerbrechung, Kleinfaltung und Verschieferung sowie Verschuppungen der Randzonen.

Der Unterschied der steilen Lagerung im S gegenüber der viel flacheren im nördlichen Teil der Karbonprofile tritt auch in der östlichen Fortsetzung, in den Gehängen der Möllingsenke, deutlich vor Augen. In der Barhubermauer stehen die Kalkrippen und die sie begleitenden Schiefer überaus steil, während sie in den S-Hängen des Brunebenkamms auffallend flach N-fallend erschlossen sind. Diese Analogie der Lagerung führt auch zur Vermutung, daß die Quarzitantiklinale sich jenseits der östlichen Randstörung noch fortsetzt und den Untergrund der flachen Böden in der Mölling bildet. Im tiefen Grabeneinschnitt der Höll macht sich die Aufwölbung nicht mehr bemerkbar.

Die im Sulzbachgraben aufgewölbten Quarzite liegen ebenso unter dem Karbon, wie im S die flach gelagerte Rannachserie. Über das gegenseitige Verhältnis beider Gesteinsgruppen wurde bereits im stratigraphischen Abschnitt gesprochen. In tektonischer Hinsicht sehen wir uns angesichts der Unstimmigkeit im Untergrund des Karbons wieder an den auffallenden Hiatus im Baustil von Rannachserie und Karbon (*pars pro toto!*) erinnert.

Im O bildet die Radmerstörung die Begrenzung des mächtigen Karbonprofiles mit seinen auch hier verfallenen Kalkzügen. Wir sehen, wie die Karbonschichten westlich der Störung mit allgemeinem NW-Streichen an die steil stehenden und fast N-S-streichenden höher metamorphen Gesteine anstoßen. Das in diesen Schichten enthaltene schmale Karbonband

mit Fetzen von Kalken ist ein tektonisch höherer Zug. Er führt die Talklagerstätte von Mautern und ist die Fortsetzung des schon auf dem östlichen Kartenblatt als talkführend vermerkten verquetschten Karbonzuges (Talkvorkommen von Rannach).

So wie das Karbon, zeigen auch die höher metamorphen Gesteinspakete westlich der Radmerstörung ziemlich unvermitteltes NW-Streichen, mit welchem sie nun in die Teichentäler weiterziehen. Westlich des unteren Magdwiesgrabens sehen wir somit, daß die Radmerstörung recht heftige Verschiebungen zur Folge hatte, welche aber im Gebiete des Magdwiesecks nicht zur Beobachtung gelangen. Unmittelbar an der Störung, in dem Schieferkeil, der zwischen die Karbongesteine eingeschaltet ist, und an der Basis der Deckscholle von Grauwackenschiefern des Mautingerberges sind zum Beispiel die Gneise vom Schafbergtypus in einem Zustande furchtbarer Verknetung (örtlich vollkommene Phyllonitisierung).

Im Bereiche der Kalwanger Kieslagerstätte finden wir die Grenze Karbon—höher metamorphe Gesteinsgruppe durch gegenseitige Verfallung und Verschuppung kompliziert. Wohl mögen solche Verschuppungen auch im übrigen Grenzgebiet stattgefunden haben, doch sind sie in den schlecht aufgeschlossenen Gehängen nicht nachweisbar. Wir finden hier im allgemeinen steile Schichtstellung, die sich hier auch im Karbon bemerkbar macht, obwohl noch die S-Flanken des Brunebenkammes die flache Bankung zeigten. So sind die Karbonschiefer, die in der unteren kurzen Teichen aufgeschlossen sind, steil aufgerichtet und bilden eine enggepreßte Aufwölbung, worauf mehrfaches S-Fallen hinweist. Auch der dem Karbon angeschlossene Marmorzug ist steil aufgerichtet und fällt stellenweise gegen S. Bedeutende Abweichungen von den normalen Streich- und Fallrichtungen lassen sich an seinem W-Ende feststellen, wo wir mit heftigen Verfallungen und Schuppungen rechnen müssen. Dieses zweifellos tektonisch bedingte Ausgehen des Marmorzuges liegt an einer Zone, die sich in SSW—NNO-Richtung über den Brunebenkamm zieht. In ihr finden wir auf dem genannten Kamm vielfach N—S-Streichen und im S-Gehänge gegen die Mölling zu das unvermittelte Abschwenken eines Karbonkalkzuges nach S. Jenseits dieser Zone setzen neuerdings die Schichten mit dem normalen westlichen Verlauf ein. Ob mit dieser so angedeuteten Störungszone auch das östliche sichtbare Ende der Sulzbachantiklinale zusammenhängt, läßt sich infolge der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse nicht ermitteln.

Nach dem Auskeilen des höher metamorphen nördlichen Gesteinszuges bilden die Grauwackenschiefer das unmittelbar Hangende des Karbons. Die noch im Gebiet des kurzen Teichengrabens dominante Steilstellung der Schichtpakete hat dem flachen N-Fallen über dem N-Schenkel der Sulzbachantiklinale Platz gemacht.

Bei Vorwald beginnt nun eine allmähliche Einengung des mächtigen Karbonkomplexes. Die schmalen Kalkzüge knapp nördlich der Talfurche schwenken immer mehr gegen N ein und verschwinden im Gehänge. Allein die mächtige Rippe der Eggeralm, welche in sich selbst heftige Störungen aufweist, erreicht die Talfurche nördlich Vorwald und wird hier an einer Störung abgeschnitten.

Gleichzeitig mit der durch das nördliche Einschwenken bedingten

Verengung beginnen auch die Grauwackenschiefer der Basis des Leobener auffallend tief im Gehänge herabzusteigen, so daß sie bis knapp an den mächtigen Eggeralmkalkzug herankommen. Dieser Zug bildet in seiner steilen Aufrichtung einen Talriegel, hinter dem nur mehr wenig und stark verdrückte Karbonschiefer liegen. Demnach sind hier alle Profilanteile, die noch auf dem Kamm der Eggeralm über dem Kalkzug liegen, von den Grauwackenschiefern tektonisch unterdrückt, und es zeigt sich hier zum ersten Male jene Tendenz des Vorstoßes nach S, welche weiter westlich der gesamten Tektonik ihren Stempel aufdrückt. Die Grauwackenschiefer liegen mit tektonischer Diskordanz über dem Karbon.

Westlich der Grabenfurche unter der Haberlalm tauchen nur mehr spärliche Karbongesteine unter dem Schutt hervor. Alle hier aufgeschlossenen Kalke zeigen die Spuren unverhältnismäßig stärkerer tektonischer Bewegungen. Besonders deutlich werden diese in dem langgestreckten, mehrfach von Querstörungen zerrissenen Zug, welcher in einzelnen Aufschlüssen auch vom Tal aus beobachtet werden kann. Hier liegt über dem Karbon neuerdings eine Gruppe höher metamorpher Gesteine, welche aber, wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, in ihrem Gesteinsbestand eher mit der Schobereinheit, als mit der nördlichen Einheit der Teichentäler zu vergleichen ist. Der S-gerichtete Vorstoß der Grauwackenschiefer erleidet an dem System von Querstörungen unter der Haberlalm eine Unterbrechung, macht sich aber westlich davon sofort wieder in dem nunmehr geänderten Streichen entscheidend geltend. Dem bisherigen NW- bis WNW-gerichteten Streichen steht jetzt ein NO-Streichen gegenüber, welches immer mehr in die N—S-Richtung weiter einschwenkt, je weiter wir gegen W über die Gesteine des Hollerkogels in die Grauwackenschiefer eindringen.

Auch das entschiedene NW-Streichen der Kalke und Marmore im nördlichen Gehänge des Walder Schobers schwenkt immer mehr gegen N—S um, welche Richtung wir auch in den Kalkaufschlüssen südlich Steinacher schließlich vorfinden. Es scheinen somit die höher metamorphen Züge der Schobereinheit einen gegen O konkaven Bogen zu beschreiben, dessen Verbindungsstück zum Hollerkogel allerdings durch die dazwischen liegende Talfurche nicht allein erosiv, sondern wohl auch tektonisch gestört ist. Stimmt diese Annahme, dann verschwindet das Karbon gegen W unter einem Halbgewölbe der Schobereinheit. Trifft die Annahme nicht zu, sind mit anderen Worten die Gesteine des Hollerkogels etwas tektonisch anderes wie die Schobereinheit, dann verschwindet das Karbon unter dieser allein. Es gibt mehrere Anhaltspunkte, welche sehr für die erste Deutung sprechen. So liegt über den Häusern von Vorwald, über den Wiesen, bereits im Wald, eine Schuppe von weißem Marmor mit Grüngesteinen, welche nur auf die Schobereinheit beziehbar ist und als Einschuppung von dieser im Karbon gedeutet werden kann. Für die Annahme von quer über das Tal ziehenden Strukturen spricht die Erbohrung des Magnesites unter der Talsohle ebenso wie das Auftreten von Grauwackenschiefern südlich der Palten zwischen Gaishorn und Treglwang mit den entsprechenden, der N—S-Richtung naheliegenden Streichrichtungen.

Das Gebiet der Grauwackenschiefer nördlich des Paltentales bis Gaishorn.

Das schon nördlich Vorwald angedeutete Vordringen der im einzelnen kompliziert gebauten Gruppe der Grauwackenschiefer erleidet an den Querstörungen des Haberlgrabens eine Unterbrechung, wird aber westlich der Gesteinszüge des Hollerkogels entscheidend. In dem Graben, der nordöstlich von Furth gegen die Schlapfenebnalm hinaufzieht, sind die Grenzverhältnisse ersichtlich.

Über den steil gegen NW einfallenden verquetschten Schiefen (mit Marmorband) der Hollerkogelmasse liegt ein Bänderkalkkeil, der in der Grabensohle N 20° O-Streichen zeigt und mit 40° gegen W einfällt. Im westlichen Gehänge wird seine Mächtigkeit geringer, er bäumt sich senkrecht auf, um noch vor Erreichen des westlich den Graben begrenzenden Kammes auszuweichen. In diesem westlichen Gehänge liegen mit dem Kalk zusammen steilstehende Grauwackenschiefer mit schwarzen pigmentreichen Quetschlinsen, mit den geröllführenden Quarziten und einzelnen eingespießten Lappen der tieferen Grungesteinsgesellschaft des Hollerkogels. Diese Schichtfolge zeigt im allgemeinen NNO-Streichen und steiles westliches Einfallen. Dieser Richtung folgt in wesentlichen Zügen auch die Grenze gegen die Gesteinszüge des Hollerkogels. In der Kammhöhe, dort, wo die geröllführenden Quarzite anstehen, finden wir meist reines N—S-Streichen mit nach oben abnehmender Steilheit des W-Fallens. Es ist für die Beurteilung der Überlagerung interessant, daß ein Keil typischer Gesteine des Hollerkogels noch einmal inmitten von Grauwackenschiefern liegt, ohne daß allerdings über die genaueren Lagerungsverhältnisse gesprochen werden könnte. Das extreme N—S-Streichen in den Gehängen auf etwa 1100 bis 1200 m schwenkt, je höher wir kommen, gegen NO ab, und der große Kalkzug, welcher über der genannten Alm durchzieht, zeigt schon fast reines O—W-Streichen.

Das Umbiegen des Streichens der ganzen Schieferpakete bildet sich in dem genannten Kalkzug, der fast durchwegs schön aufgeschlossen ist, ausgezeichnet ab. Der Zug ist nur wenig durch jüngere Querstörungen zerrissen. Von Bedeutung ist nur eine einzige, westlich der Schlapfenebnalm, die die fast genau O—W-streichenden Anteile von den NO-streichenden abtrennt. Im südlichen Ast des Zuges herrscht fast durchwegs NNO-Streichen und steiles W-Fallen, in einem Fall konnte sogar NNW-Streichen gemessen werden. Es zeigt sich, daß trotz des rechtwinkelig abgeänderten Streichens die Streckachsen des Kalkes und seiner Nachbarschiefer fast ungeändert in der Richtung N 40—50° W erhalten bleiben.

Daß die besprochene Schwenkung nicht überall so klar und einfach vor sich geht, wie dies im Beispiel des Kalkes zu zeigen ist, ersehen wir aus den Aufschlüssen zwischen Ledersberger- und Leitneralm. Sprunghaft wechselt das Streichen, und es macht gerade nördlich ober Ledersberger vielfach den Eindruck, als ob nur einzelne Schollen den neuen Verhältnissen sich anpassen konnten, während andere starr in ihrer alten Lagerung verblieben. Unter der Leitneralm zeigen sich in den steilen Waldgehängen auch heftige Verfaltungen. Hier sehen wir überdies wieder die Erscheinung der Zunahme des Serizitgehaltes in den tieferen Gliedern. Unter der Alm liegen bei etwa 1060 m tiefschwarze Kalke, vollkommen

ausgequetscht, als zerscherte Fetzen zwischen den Schiefeln. In ihrem Liegenden zeigen die Schiefer einen auffallenden Serizitreichum; er bedingt einen Habitus, vergleichbar dem der Toneckphyllite HAMMERS.

Auch in den zwischen Treglwang und Gaishorn neu in den Schichtbestand eintretenden Quarziten nördlich ober Brandsching finden wir dominant N—S-Streichen, wobei wieder zu beobachten ist, daß das westliche Einfallen tiefer unten im Graben viel steiler als in den Höhen ist. Die gleiche Quarzitgesellschaft mit Schiefeln und Kalkbändchen taucht nun bei Poser (bei Gaishorn) in schönen Aufschlüssen wieder auf, zeigt aber hier NNW-Streichen und ONO-Einfallen. Mehrere Beobachtungen in den zwischen Brandsching und Gaishorn liegenden Gehängen scheinen die Deutung der Lagerung als Synkline mit annähernd N—S-streichender Achse zu stützen.

Nördlich Gaishorn liegt auch, eingefaltet in die genannten Quarzite und Schiefer, in N—S-Richtung ein Kalk, der mit seiner S-Spitze gerade noch in das Kartenblatt hineinreicht. Es ist der letzte Rest, der im Spielkogel aus der alten Richtung ebenfalls nach S abgelenkten Kalkmasse des Zeyritzzuges.

In den unmittelbar nördlich des Ortes Gaishorn liegenden Schiefeln beginnen die vom O her recht konstant N—S-streichenden Strukturen unregelmäßig zu schwanken, sie machen wieder neuen und anders orientierten Bauzügen Platz (siehe Übersichtskärtchen).

Das Gebiet um Trieben und Hohentauern.

Drei Umstände bedingen die Schwierigkeit der Auflösung des Gebirgsbaues und des Verhältnisses des gegenüber den anderen besprochenen Grauwackenabschnitten geänderten Aussehens des Gebirges. Wir sehen erstens, daß die vom N sich nach S so weit ausbreitenden Massen der Grauwackenschiefer in ihrem ungewohnten Habitus einen breiten Raum einnehmen. In zweiter Linie springt das Kristallin der Bösensteinmasse unvermittelt gegen NNW vor. Hierdurch wird im Verein mit den Grauwackenschiefern der sonst die Hauptmasse ausmachende Anteil der tieferen Schieferzonen unter Massenverlusten auf ein Minimum eingeengt, um schließlich ganz zu verschwinden. Wir finden drittens auch neue Bauglieder, und zwar den Triebensteinkalk und den Serpentin des Lärchkogels. Der Einbau dieser beiden, auch tektonisch ziemlich selbständigen Einheiten in das aus dem O herübergebrachte tektonische Bild gelang nur auf Umwegen.

Wir nähern uns dem tektonischen Gebäude des Triebensteins von O. Die Einheit der Rannachserie und der darüber lastenden Schobereinheit treten in der bekannt flachen Lagerung in das Gebiet ein, wenn sich auch, beginnend vom Fötteleck, eine Reduktion der Mächtigkeiten in beiden Serien bemerkbar macht. In dem vom Ort Hohentauern nach O ziehenden Graben und seinen Hängen sehen wir aber in der Rannachserie die Einförmigkeit der Lagerung unterbrochen. Sie gerät gewissermaßen in Unordnung, die Gesteine sind stark verfaltet und zerbrochen und die Winkel des Einfallens wechseln stark. Im letzten Ausgehenden der Rannachserie im S-Fuß des Triebensteins herrschen bereits dem neuen tektonischen Plan angepaßte Verhältnisse.

Auch die noch auf dem Thierkogel flach lagernden Grüngesteine und Quarzitbänder weisen längs der Talfurche Brodjäger—Hohentauern eine weitaus unruhigere Lagerung auf und stehen im Gebäude des Triebensteins überaus steil und verfaltet an.

Der Triebenstein bedeutet für beide, bereits stark reduzierten Serien das Ende ihres zusammenhängenden Auftretens. Den obersten Lorenzer Graben quert noch ein mächtiger Keil von Grüngesteinen, der vermutungsweise der Schobereinheit angeschlossen werden kann, doch ist seine noch später zu besprechende tektonische Stellung nicht ganz einwandfrei mit der der Schobereinheit in Einklang zu bringen.

Rund um den Triebenstein finden wir unter der Kalkkappe des Berges noch eine Reihe von Karbonvorkommen, deren Auftreten nur zum Teil aus vom O heranreichenden Baulinien verständlich wird.

Wir wenden uns zunächst jenem Keil karbonischer Gesteine zu, welcher im S-Gehänge des Triebensteins über P. 1471 hinaufzieht. Alle Gesteine liegen hier überaus steil, die schwarzen Schiefer verraten durch ihre heftige Verwalzung und Zerschierung eine über das normale Ausmaß im Karbon hinausgehende Durchbewegung. Überraschenderweise finden wir hier neben dem üblichen NW-Streichen auch große Partien mit NO-Streichen, welche Richtung besonders in den Schiefen zu beobachten ist. Der den P. 1471 aufbauende Kalk selbst ist schwer verfaltet und großteils in abgerundete Stengel zerschert. Er ist ein wurzelloser Keil mit allgemeinem NW-Streichen, der, wie oft zu sehen ist, diskordant an den Schiefen abstößt. Es liegt keine bindende Veranlassung vor, diesen zwischen Rannachserie und Grüngesteine eingeschalteten Karbonfetzen als tektonisches Äquivalent jener Vorkommen zu betrachten, welche, südlich von Wald zwischen den gleichen Serien eingeschaltet, als vollkommen verschürfte Schieferfetzen aufgeschlossen sind. Eher glaube ich damit rechnen zu müssen, daß dieser Keil ein von der Hauptmasse des Triebensteinkalkes abgezwickter und zwischen die anderen Schichtpakete eingespannter Keil ist. Für seine Lagerungsfremdheit zwischen der Rannachserie des Irzerberges und den Grüngesteinen spricht auch das sonderbare nordöstlich abweichende Streichen seiner Schiefer.

Im Hangenden des genannten Karbonabschnittes folgt, bevor man die Schubmasse des Triebensteinkalkes erreicht, noch eine schmale Schuppe von Grüngesteinen und Quarziten, die faziell der Schobereinheit zuzusprechen sind. Diese Schuppe liegt mit ihrem westlichen Teil direkt auf den Quarziten der hier hoch hinaufragenden Rannachserie. Die Basis der Triebensteineinheit selbst ist ebenfalls, wie das vorbesprochene Karbon, überaus stark zerschert. Es wechseln, bevor man in die Hauptkalkmasse hineinkommt, mehrmals Kalke und Schiefer sowie Konglomeratbänder in stark gequältem Zustande miteinander ab.

Die beim Gasthaus Brodjäger mit NO-Fallen in Steinbrüchen erschlossenen Bänderkalke gehören einem Karbonzug an, welcher in das Hangende der Schobereinheit gehört. Der Zug hängt, wenn auch durch Störungen abgetrennt, mit den in den Hängen nordöstlich vom Gasthaus zwischen Schobereinheit und Grauwackenschiefen eingekeilten Linsen von Karbonkalke und Schiefen zusammen. Wir finden Geröllanhäufungen von Karbonkalke auch noch in den Wiesen nördlich des Brodjägers und können vermuten, daß ein zweiter Kalkzug auch hier durchstreicht. Die

Kalke des Brodjägers erreichen ihr westliches Ende an einer Querstörung. Jenseits dieser sind nur mehr schmale Bänderkalke und dazwischen schwarze Schiefer aufgeschlossen, deren direkte Identifizierung mit einer der anderen Linsen nicht gewagt werden kann. Immerhin besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit des Zusammenhanges mit dem Brodjägerzug. Hier finden wir auch unmittelbar im Graben (Wolfsgraben) wieder die absonderlichen nordöstlichen Streichrichtungen von schwarzen Schiefen in Begleitung von Konglomeraten, die wir auf der S-Seite des Triebensteins schon kennengelernt haben.

Der wichtigste und größte Karbonzug an der Basis des Triebensteins ist der im Sunk ausgezeichnet erschlossene graphitführende kalklose Zug mit reichlichen Konglomeraten. Sein östliches Ende ist unter Schutt zum Teil begraben. Allem Anschein nach spitzt er auf der nördlichen Talseite etwa 1 km vor Brodjäger aus. In den Profilen des Sunk und unter der Krautbauernalm sinkt er deutlich unter die Masse der schwer verfallenen Triebensteinkalke ein. Im Ausgang des Sunk liegt er mit steilen Flächen über den senkrecht oder etwas überkippt SW-fallenden Grauwackenphylliten und deren Grünschiefern. Diese Überkipfung über die tektonisch höher einzuordnenden Grauwackenphyllite ist jedoch nur örtlich bedingt, wie sich weiter nordwestlich (etwa bei Handlers d. Karte 1:25.000) zeigt, wo die Grauwackenphyllite bereits über dem Karbon liegen. Hier erweist sich auch, daß das Graphitkarbon in großen Zügen antiklinal gelagert ist und mit seinem SW-Schenkel auch unter die Serpentinmasse des Lärchkogels untersinkt (siehe dazu das Profil von HERITSCH, 1911, S. 207). Zwischen der Lärchkogelmasse und den in der Sunkmauer absinkenden mächtigen Triebensteinkalken läuft eine Störung durch, welche auch das Karbon beeinflußt. Über diese Störung wird im Zusammenhang mit der Besprechung des Triebensteins selbst noch zu reden sein. Im NO des Lärchkogels verschwindet das Karbon unter den mächtigen Moränen der Bösensteingruppe, ohne wieder aufzutauchen.

Über den ausspitzenden und mit auffallend steilen Strukturformen in Schuppen und Lappen zerlegten Bauelementen liegt die tektonische Einheit des Triebensteinkalkes wie ein aufgebogener Hut diskordant darüber. Die allgemeine Achse seiner synklinalen Eintiefung liegt in NW-Richtung, übereinstimmend mit den üblichen Richtungen der Streckachsen, wobei auch deren flaches Einfallen gegen NW gewahrt bleibt. Wir sehen nämlich die Unterkante der Kalke im SO viel höher liegen als etwa im Inneren des Sunk.

Der Aufstieg von N zur Krautbauernalm zeigt den tektonischen Stil ausgezeichnet. Über dem noch von Konglomeraten des Karbons gebildeten P. 1203 lagern zunächst ziemlich steil die Kalke, welche in den zahlreichen Aufschlüssen nicht nur Großfaltenbilder enthüllen, sondern im einzelnen auch zeigen, daß sie zu regelmäßigen Stengeln ausgewalzt sind, wobei die durchgehende Streckrichtung mit 15—20° gegen W 40—45° N einfällt. Zumeist sind in diesen Aufschlüssen diese Richtungen die einzig meßbaren. Im Grat nördlich der Alm stehen alle tektonischen Flächen in den Kalken senkrecht. Mit senkrechter Wand brechen die Kalke gegen S in die weiche Schiefermulde der Krautbauernalm nieder. Wie ein tiefer Riß ist diese enge WNW-streichende Mulde in die Kalke eingesenkt, ihr N-Rand ist eine Störung, der sowohl nach O in die Gehänge, wie gegen W in den Abfall

zum Sunk hinunter steile Rinnen entsprechen. Bis hoch hinauf, zirka 1600 m, lassen sich südlich der Almhütten die Schiefer bergan verfolgen. Die auf der Höhe unter sie einsinkenden Kalke liegen zunächst sehr steil, legen sich aber dann etwas flacher unter die Mulde.

Auf dem Steig, der von der Alm gegen das Magnesitwerk führt, läßt sich nun beobachten, daß die Kalke in enge steilstehende Falten gelegt sind, wobei auch die gleiche Beobachtung wie weiter nördlich hinsichtlich der Teildurchbewegung gemacht werden kann. Ein Bild schärfster Verfaltung und Durchbewegung der Kalke entrollt sich auch in den Regionen nördlich des Gipfels. Von der Krautbauernalm hat man gegen NW einen schönen Blick auf die Kalkwände der Sunkmauer. Bei günstiger Beleuchtung sieht man auch hier eine scharfe Verfaltung und Zerreißen der Kalke. Die scheinbar große Mächtigkeit des Triebensteinkalkes ist mit Sicherheit auf tektonische Vervielfältigung durch Fallenschoppung zurückzuführen.

Es kann kein Zweifel bestehen, daß die Kalkmassen der Sunkmauer denen des Triebensteins entsprechen, obwohl wir in ihnen bereits andere Bauzüge vorfinden. Hier dominiert ein um die NO-Richtung pendelndes Streichen, welches dem Verlauf des Sunk entspricht und welches im S bis zur reinen N—S-Richtung einschwenkt. Das Fallen der Kalke ist in den höheren Lagen flacher gegen W, als in der Tiefe nahe den Tälern.

Ein Profil von der Sunkmauer über den Sattel P. 1510 zur Serpentinmasse des Lärchkogels zeigt uns auch über den gegen den Sattel zu einsinkenden Kalken schwarze Graphitschiefer, die wir von denen, welche sich unter den Kalken befinden, wohl unterscheiden müssen. Die durch den Sattel ziehende Störung (Lärchkogelstörung) schneidet die Triebensteinmasse ab und trennt sie von dem Serpentin des Lärchkogels. Dieser, dem höheren Grauwackenstockwerk angehörige Stock hat an dieser Störung eine Absenkung mitgemacht. Es sprechen alle Aufschlüsse dafür, daß die Kalke der Sunkmauer hierbei auch mit abgeschleppt wurden. In diesem Sinne wäre der mächtige Riß des Sunk ein durch Erosion erweiterter Zerrungsriß, ohne daß eine Verschiebung seiner beiden Flanken gegenseitig erfolgt wäre. Dafür spricht auch das Durchstreichen des Magnesites von der einen auf die andere Talseite und die Scharen von annähernd NO-streichenden Saigerklüften in den Wänden.

Jenseits der auffälligen Senke, welche vom Magnesitwerk nach Hohentauern leitet, erhebt sich der niedrige, aber scharfe Kamm der drei Schober bei Hohentauern mit seinen wie Inseln aus den Moränen und Schuttströmen ragenden Kalkmassen. Sie zeigen die gleiche Intensität von Durchbewegung und Begleitung schwarzer Schiefer (Lesestücke der SW-Seite des zweiten Schobers) wie die Triebensteinmasse. Auch hinsichtlich der Mächtigkeit läßt sich kein anderer Karbonkalk der Gegend mit dem des Schoberkammes vergleichen. Der Kalkzug der Schobergipfel liegt schon im westlichen, abgesunkenen Anteil der Lärchkogelstörung und ist daher von der Hauptmasse des Triebensteins abgetrennt. In gleicher Weise sind die hochragenden Kalkinseln westlich des Lärchkogels einzuordnen, von dem sie durch Störungen abgetrennt sind. Nur so läßt sich das NW-Streichen und SO-Fallen der Serpentinesteine gegenüber dem OSO-Streichen und N-Fallen der Kalke von P. 1561 verstehen.

Dieser Auffassung zufolge beschreiben die klippenartig aufragenden Schollen von Triebensteinkalk einen Bogen um die S-Seite des Lärchkogels.

Sie bilden, nachdem wir das tektonische Verschwinden der tieferen Einheiten unter dem Triebenstein festgestellt haben, nunmehr das liegendste Glied der Grauwackenzone. Auch sie sind im W des Lärchkogels schon stark reduziert, und wir sehen den letzten Rest der Triebensteinmasse, einen furchtbar verschürften und gequälten Kalkkeil im hintersten Lorenzer Graben. Alle tieferen Einheiten der Grauwackenzone einschließlich Triebensteinkalk sind unter dem Zwang der übermächtig werdenden phyllitischen Massen der Grauwackenschiefer buchstäblich an die Wand (das Bösensteinkristallin) gedrückt oder gänzlich überwunden.

Wir wenden uns nunmehr der Tektonik der mächtig angeschwellenen und in die südlichen Gebiete vordringenden Grauwackenschiefer zu. Wie wir schon bei der Besprechung des Schichtbestandes gesehen haben, unterscheiden sich die im S liegenden Gruppen mit Ausnahme der faziell neuen Glieder nur durch den Grad der Metamorphose und ihre viel stärkere mechanische Durcharbeitung von den Normaltypen. Graduelle Verschiedenheiten dieser Merkmale lassen sich auch innerhalb der höher metamorphen Gruppe selbst in gewissen Zonen deutlich feststellen. Die schon im unteren nördlichen Gehänge zwischen Treglwang und Gaishorn beobachteten Typen der Grauwackenschiefer übersetzen das Paltental und erscheinen auf dessen S-Seite im Gehänge des Föttelecks wieder. Allerdings ist dieses durch die Streichrichtungen und den Gesteinsbestand bekundete Übersetzen auf die andere Talseite nicht ohne Störungen im Tale selbst zu verstehen. Trotz der auf weite Strecken hin sehr mangelhaften Aufschlüsse unter dem Fötteleck zeigen sich hier deutlich große steilstehende Faltungen des Schichtbestandes. Sehr klar ist eine solche im Aufstieg von Trieben gegen SO zu sehen. Interne Störungen zeigen sich auch im Kammgebiet mehrfach durch ruckweises Abändern der Streich- und Fallrichtungen. In diesem Gebiete sehen wir auch eine im Vergleich zu den übrigen beobachteten Lokalitäten bedeutend vermehrte Streuung der Streckachsen.

Die Liegendgrenze des Phyllitkomplexes gegen die auf dem Fötteleck anstehenden Gesteine der Schobereinheit liegt auf der Kammhöhe ziemlich flach und behält gegen NO diese Eigenart bis tief hinunter bei. In den durch Grabenrisse aufgeschlossenen Grenzgebieten nordwestlich des Sonnwenters erscheint allerdings diese Flachheit örtlich gestört zu sein, da der Liegendkomplex hier steil unter die Grauwackenphyllite einfällt und auch die Streckachsen hier einen steilen Abschwung gegen NW mitmachen. Diese Anzeichen deuten auf eine gewaltsame Unterdrückung der Schobereinheit, die sich auch in der starken Zerbrechung der Gesteine äußert. Gegen das Tal zu finden wir steilere Lagerung der Gesteine.

Auch südwestlich des Hauptkammes zeigen die Aufschlüsse in den orographisch tieferen Lagen steile Lagerung der Grenzflächen an. Eine solche ist beispielsweise in dem westlich des Knappengrabens nach N ziehenden Grabeneinschnitt gut erschlossen. Die im unteren (südlichen) Grabeneinschnitt noch sehr flach N-fallenden Grüngesteine schießen bei etwa 1230 m steil in die Tiefe. Auch hier sehen wir wieder, daß die Streckachsen diesen Absturz mitmachen. Im schmalen Grenzgebiet sind die Gesteine stark zerrieben, und ein dünnes eingeklemmtes Band von weißlichem Kalkmarmor (wahrscheinlich angehörig den Grauwackenphylliten) ist vollkommen mylonitisiert und seine Bruchstücke mit den Schiefnern verwalzt

Daß die zunehmende Steilheit der tieferen Geländelagen im Kartenbild nicht zum Ausdruck kommt, hat seinen Grund in dem langsam aus der NO-Richtung zur O—W-Richtung abschwenkenden Streichen.

Wie wir schon in der westlichen Basis des Triebensteins gesehen haben, liegen auch die letzten verschürften Reste der Grüngesteine schon steil, und nördlich von ihnen branden in den hohen Steilhängen die Falten der Grauwackenphyllite gegen den Triebenstein. Im Ausgang des Sunk und im Wolfgrab unterhalb davon sehen wir, wie die Phyllite die Gesteine der Triebensteinbasis zum Teil einwickeln, da deren steiles Einfallen hier überkippt ist. Die S- und SO-Grenze der Grauwackenphyllite steht in den orographisch tiefen Lagen steil oder überkippt und legt sich in höheren Lagen flacher.

Die gleiche Erscheinung einer gekrümmten Fläche sehen wir im SW, wo die Masse des Lärchkogels wie ein Prellbock, losgelöst von der Hauptmasse der Grauwackeneinheit, liegt. Seine tektonische Stellung und mechanische Wirksamkeit wird beim Studium des Profiles vom Lorenzer Graben verständlich.

In der ganzen Basis der Gehänge zwischen Trieben und St. Lorenzen sehen wir die schwer durchbewegten Grauwackenphyllite in sehr steiler oder senkrechter Lagerung anstehen. Überaus steiles NO-Fallen mit Faltungen herrscht auch im ganzen unteren Lorenzer Graben bis hinter das alte Graphitwerk (Dientener Schiefer). Ziemlich unvermittelt setzt grabeneinwärts nun eine neue Gesteinsgesellschaft der Grauwacken-Gruppe mit hellen Quarziten in auffallend flacher Lagerung ein. In dieser Gesellschaft liegt auch der Serpentin des Lorenzer Grabens, der, ebenso wie der des Lärchkogels, Spuren schwerster tektonischer Beanspruchung und metamorpher Umwandlungserscheinungen zeigt. Ich halte es für wahrscheinlich, daß der auffällige und ruckartige Wechsel in der Steilheit der Schichten, in ihrem Streichen und zum Teil auch in ihrem Gesteinsbestand gleichbedeutend ist mit einer tektonischen Unterteilung in eine tiefere und höhere Teilschubmasse, die sich aus der früher erwähnten, stark gekrümmten Basisfläche der Grauwackenphyllite entwickelt hat. Der höheren Schubmasse gehört demnach der Serpentin und seine Umgebung an. Ohne die tektonische Horizontierbarkeit solcher Einzelschüblinge, wie es diese Serpentine sind, zu hoch einschätzen zu wollen, glaube ich doch, daß beide hinsichtlich ihrer Lagerung vergleichbar sind, zumal in Gesellschaft des Lärchkogelserpentin auch gleiche Schiefer und quarzitische Gesteine gefunden werden konnten, wie im oberen Lorenzer Graben.

Es erübrigt sich noch eine kurze Besprechung der im Hangenden des Triebensteinkarbons im Lorenzer Graben auftauchenden Grüngesteine. Wir haben im Triebenstein die Schobereinheit als Anteil der Basis unter der Kalkkappe kennengelernt und müßten auch eine analoge Lagerung hier annehmen. Da aber das Karbon bereits das liegendste Glied der Grauwackenzone im Lorenzer Graben ist, scheint die Schobereinheit hier bereits ausgeschürft zu sein. Dem Habitus nach können wir anderseits den mächtigen Grüngesteinskeil kaum anders, wie als Angehörigen der Schobereinheit betrachten. In der Tat wird die Vermutung auch weniger unglaubwürdig, wenn wir den Triebensteinkalk als eine durch ihre nach der Faltung der Kalke versteifte ausgesprungene Platte deuten, wofür seine tektonisch

diskordante Lagerung über mehreren verschiedenen Baueinheiten auch geltend gemacht werden kann.

Zum Schluß sei einer eigenartigen Erscheinung Erwähnung getan, die ich nur als Erscheinungsform jüngster tektonischer Vorgänge deuten kann. Auf dem NW-Kamm des Föltelecks (Schwarzkogel) und in den N-Hängen unter dem Kamm zeigen sich eigenartige NW-streichende Vertiefungen auf lange Strecken hin, die auf dem Kamm zur sonst nicht so seltenen Erscheinung der Doppelkämme führen. Hier sehen wir jedoch, daß mit den Rinnen parallel streichend große Gebiete, zum Beispiel auf dem Schwarzkogel, tiefgehende Gesteinsaufspaltungen zeigen, welche dort Anlaß zu ständigen Felsrutschungen sind. Da der betreffende Kamm einseitig gebaut ist, das heißt, seine N-Seite wesentlich steiler als die S-Flanke ist, gehen diese Felsstürze immer auf die N-Seite hinab. Die geschilderten Erscheinungen sind viel zu ausgedehnt, treten überdies an ganz verschieden gebauten Hängen auf, als daß sie mit einfachen Rutschungen durch Auswaschung und dergleichen in Zusammenhang gebracht werden könnten.

Mit jugendlichen Bewegungen im Einklang steht übrigens auch die gerade in diesem Gebiet auffallend große Zahl frisch aufgerissener, wunder Hänge. Es müßte noch untersucht werden, ob die vom Triebenbach besonders häufig verursachten katastrophalen Vermurungen nicht auf die gleiche Ursache zurückgeführt werden müssen.

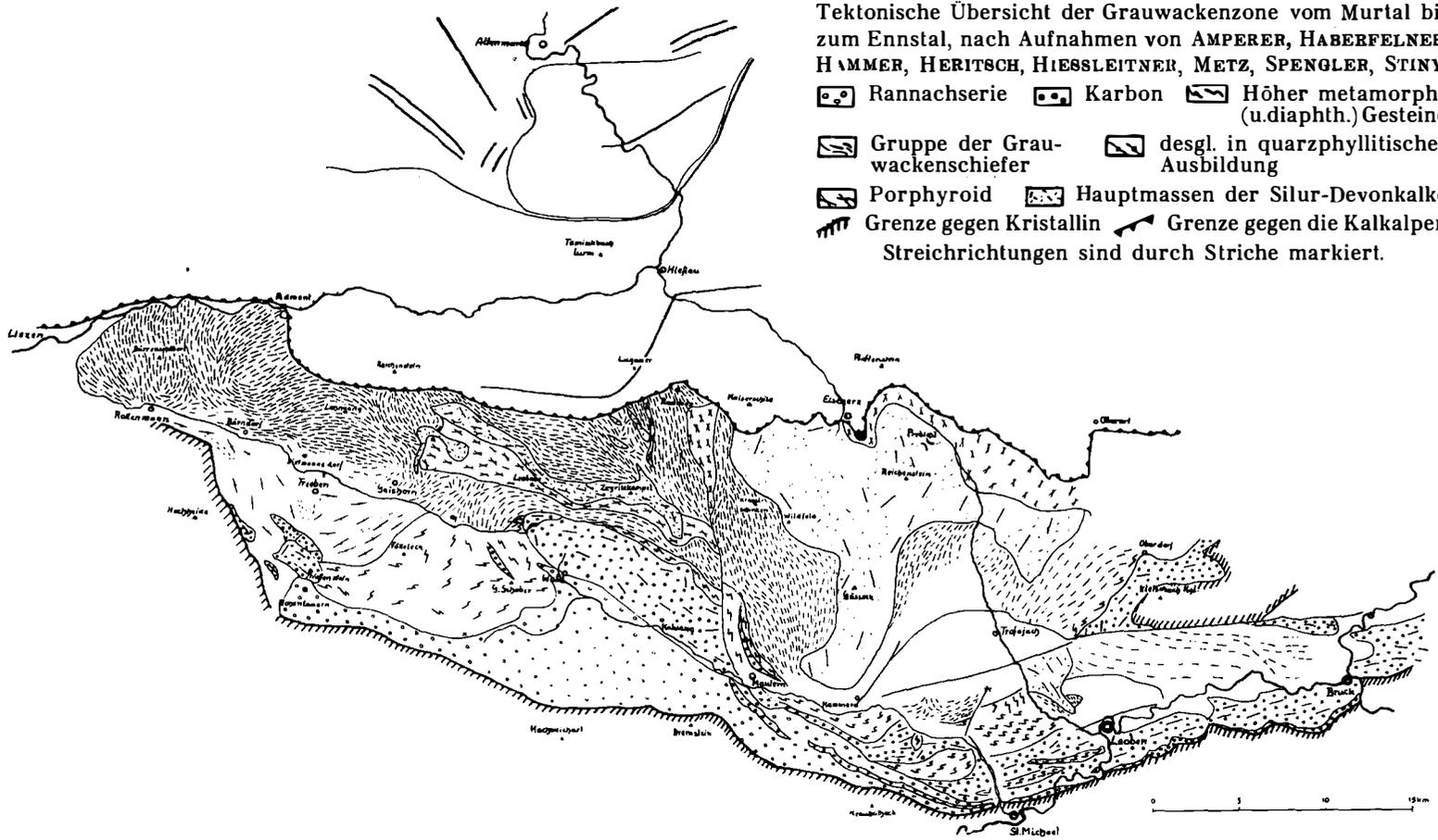
Überblick und Zusammenfassung.

(Siehe tektonisches Übersichtskärtchen.)

Hinsichtlich seiner charakteristischen tektonischen Züge lassen sich in dem auf dem vorliegenden Kartenblatt dargestellten Raum drei Zonen von O nach W sehr deutlich unterscheiden, wobei zu bemerken ist, daß nicht nur tektonische Einzelheiten den drei Räumen ihr Gepräge geben, sondern daß auch der stoffliche Aufbau wesentliche Unterschiede bedingt.

Der erste Abschnitt wird im W von der Radmerstörung sehr scharf begrenzt. Er ist in seinem südlichen Abschnitt eine Fortsetzung der von SO hereinstreichenden Schuppenstruktur, in der wir über der tektonisch stark reduzierten Rannachserie drei tektonisch ungleichwertige Züge von Karbon finden. Der südlichste Zug ist schon vom Murtal her jener pflanzen- und graphitführende Zug, für den in der Umgebung von Kaisersberg auf Grund der Grubenaufschlüsse synklinale Einfaltung zwischen zwei einander nicht ganz entsprechenden Abschnitten der Rannachserie angenommen werden konnte. Wenn sich auch über den Leimsgraben bis hierher, südlich von Mautern, manches in seiner Umgebung geändert hat, so ist der Charakter dieser Einfaltung doch gewahrt geblieben, immer sehen wir den schmalen Zug karbonischer Gesteine, einmal auch mit einem abgefalteten Span (Alpsteiner, südlich Mautern) zwischen steil gelagerten Blättern der Rannachgesteine. Bei Mautern im südlichen Bereich der Radmerstörung findet der Zug sein Ende, eine Fortsetzung taucht erst wieder im Sunk unter gänzlich geänderten Bedingungen auf.

Der nördlichste Streifen karbonischer Gesteine trägt im ganzen Gebiet seiner Erstreckung von Kammern her bis nördlich Mautern das Gepräge stärkster tektonischer Beanspruchung (Einquetschung und Verschüpfung).



Der durch die beiden Talklagerstätten Rannach und Mautern gekennzeichnete Zug schwenkt aus seiner NW-Richtung schließlich bei Mautern in die N—S-Richtung ein und macht damit die gleiche Eindrehung mit, wie seine Umgebung und besonders die im W der Reitingmasse mächtig geschoppten Grauwackenschiefer.

Mit der Radmerstörung findet das N-gerichtete Streichen mit östlichem Einfallen ein Ende,⁹⁾ und wir müssen es als bedeutungsvoll festhalten, daß wir westlich der Störungszone in ein auch seinem Stil nach neuartiges Gebiet eintreten.

Die in den letzten Jahren mehrfach diskutierten Äußerungen der Weyerer Tektonik (AMPFERER, 1931, STINY, 1931) finden in diesem Bereich der Radmerstörung einen deutlichen Ausdruck. Die Radmerstörung ist in ihrem südlichen, auf dem Kartenblatt St. Johann liegenden Abschnitt wohl nicht mehr der Hauptträger jener westlich gerichteten Schubbewegungen, die von HIESSLEITNER weiter nördlich dargestellt wurden (1931). Damit in Übereinstimmung steht auch das Ausklingen der Störungsbahn bei Mautern. Spuren von Westbewegungen sind jedoch bis Kalwang mehrfach nachweisbar. Die Reitingmasse und die ihr zugeordnete Schieferunterlage bedeutet gleichzeitig das W-Ende jener auffallenden tektonischen Achsensenkung, die schon im Veitscher Wald (Traboch—Seiz) bis nördlich von Leoben deutlich zum Ausdruck kam (zum Beispiel Untergrund der Leobener Tertiärmulde, Kalke des Jesuiterwaldes bei St. Peter am Freienstein).

Der auffallende tektonische Wechsel im Meridian von Mautern bedeutet demnach die W-Begrenzung der mit der Weyerer Tektonik zusammenzufassenden N—S-Strukturen. Er bedeutet aber auch eine gewisse stratigraphische Scheidung zwischen O und W, wenn wir an die von HIESSLEITNER festgestellten Faziesänderungen im Rahmen der Gruppe der Grauwackenschiefer denken. In manchen Belangen konnten HIESSLEITNERS Beobachtungen durch das weitere Studium des betreffenden Schieferbestandes ergänzt werden.

Andeutungsweise mögen hier noch weitere auffällige Veränderungen im Rahmen der Grauwackenzone gegeben werden. Man beachte die faziellen Unterschiede der im Eisenerzer Gebiete und im Zeyritzug vorliegenden Silur-Devon-Kalke. Aus zahlreichen Begehungen glaube ich auch gewisse Änderungen im Bestand der Porphyroide feststellen zu können. Die vom O heranstreichenden Thörlor Kalke und Reste der Semmeringtrias finden ihr Ende dort, wo wir in den Rahmen der Weyerer Tektonik hineinkommen (STINY, 1931). Genauestes Suchen weiter westlich unter verschiedenen Gesichtspunkten blieb erfolglos und zeitigte nur eine Neuüberprüfung der Frage der Plattlquarzite. Unbeeinflusst von solchen Wechseln scheint das graphitführende Karbon zu sein. Das eigenartige Veitscher Karbon jedoch muß hier berücksichtigt werden. Die paläontologischen Untersuchungen haben gleiches Alter mit den Korallen des Triebensteins ergeben. Aber aus der Veitscher Fazies kann auch bei erhöhter Metamorphose niemals ein Triebensteinkalk werden, woraus sich auch hier Unterschiede zwischen O und W ableiten lassen.

⁹⁾ Wenigstens im Arbeitsgebiet. Weiter nördlich zeigt die von HIESSLEITNER gegebene Darstellung auch westlich der Störungszone noch N—S-Streichen.

Da sich unschwer entsprechende Besonderheiten der Faziesentwicklung aus dem Rahmen der nördlichen Kalkalpen dieser Zone anführen lassen würden (Aflenzer Fazies, Lunzer Fazies), können wir dieselbe Schlußfolgerung, welche im Rahmen der Weyerer Tektonik von KIESLINGER im Raume des Lavanttales gezogen wurde, wiederholen, daß es sich hier um sehr alte, immer wieder auflebende, quer zum alpinen Streichen verlaufende Strukturen handelt.

Der zweite, mittlere Abschnitt ist gekennzeichnet durch das breite, mächtige Ausladen der einzelnen Baueinheiten, das in allen Zonen gegenüber dem östlicheren Abschnitt scharf zum Ausdruck kommt. Hier erreicht die Rannachserie in flachwelliger Lagerung das Maximum ihrer Breitenausdehnung und steht mit dem südlich folgenden Kristallin in primärem Kontakt. Es entspricht der Unmöglichkeit einer Verfolgung der eigentlichen Radmerstörung nach S bis an das Kristallin heran, wenn die Abgrenzung des aus dem O beschriebenen tektonischen Kontaktes gegenüber der migmatischen Durchdringung im Hoch-Reichart-Gebiet nicht scharf ausgeprägt ist, sondern sich in Form eines Überganges vollzieht. Immerhin findet dieser Übergang seinen Ausdruck im Vorspringen der Kristallingrenze am Bremstein.

Der in den ersten Abschnitten aus dem Rannachgraben mit zwei Kalkzügen gegen Mautern hereinstreichende mittlere Karbonzug übersetzt anscheinend ohne Störung das Liesingtal und entwickelt sich westlich der Störungszone unvermittelt zu einem mächtigen verfallenen Komplex. Mit der Beobachtung seiner störungslosen Fortsetzung gegen W steht das bereits genannte Ausgehen der Radmerstörung gegen S in Übereinstimmung, wie auch das beobachtete und in der Karte dargestellte Abschwenken nach SO. Die in unserem Aufnahmsabschnitt den Charakter einer Querstörung tragende Radmerstörung erlischt und an ihre Stelle scheinen Bewegungen zu treten, welche im Streichen der Schichten liegen.

Der Kalk-Porphyr-Zug des Zeyritzkampels setzt an der Radmerstörung ein und streicht von hier aus mit allgemeinem WNW-Streichen bis zum Spielkogel. Nördlich von Kalwang zeigt er, wie auch sein Liegendes, vielfach ruckartiges Wechseln der Streichrichtung (NW- und O—W-Streichen), was wahrscheinlich noch auf die Wirkung der zur Zeit der Weyerer Tektonik aktiven W-Bewegungen zurückzuführen ist.

Der Kalwanger Karbonzug ist von der Rannachserie und weiter westlich auch von der Schobereinheit durch eine wichtige Bewegungsbahn getrennt, die ihre geradlinige Fortsetzung im Paltental findet, wo sie die gänzlich verschiedenen Gehänge im N und S bis gegen Gaishorn voneinander trennt.

Mit dem westlichen, tektonisch bedingten Ende des Kalwanger Karbonzuges treten wir in den dritten, westlichen Abschnitt ein, da sich hier schon jene tektonischen Sonderstrukturen vorbereiten, welche dem W sein besonderes Aussehen verleihen und ihn im Verein mit stratigraphischen Neuererscheinungen mit den bisher beschriebenen Gebieten nicht unmittelbar vergleichbar machen. Die mangelnde Kenntnis des kritischen Zwischenstückes zwischen Kalwang und Gaishorn stellte auch tatsächlich einen wesentlichen Unsicherheitsfaktor bei Vergleichsversuchen dar (zum Beispiel HAMMER, 1932).

Der Kalwanger Karbonzug wird dort tektonisch unterdrückt, wo die Komplexe der Grauwackenschiefer gegen S zu streichen beginnen. In gleicher Weise wie der Karbonzug wird auch die Schobereinheit reduziert, wo die Grauwackenschiefer das Paltental überschreiten und auf dessen S-Seite mächtige Ausdehnung gewinnen.

Eine eigenartige Stellung nimmt die Schobereinheit ein, deren unvermitteltes und schwer verständliches Auftreten schon auf der Manuskriptkarte VACEKS mit großer Deutlichkeit hervortritt. Der größte Teil dieser Decke liegt konform über der flach gelagerten Rannachserie und stellt sich damit wie diese in den scharfen Gegensatz zum steilfalligen Bau des nördlich anschließenden Karbonzuges. Anklänge an dessen tektonischen Stil finden wir nur im N-Gehänge des Großschobers, dort, wo die Züge von Karbonkalken eingefaltet sind. Das NW-Streichen dieser Zone steht unvermittelt dem reinen O—W-Streichen des Schoberkammes gegenüber, es schwenkt nahe dem Tal bei Vorwald bis zur N—S-Richtung um. Hier stehen wir nunmehr vor der Tatsache, daß die W-Stirn des Kalwanger Karbonzuges im NW von N—S-streichenden Grauwackenschiefern, im SW von N—S-streichenden Grüngesteinen mit eingefaltetem Karbon begrenzt wird. Beide Backen dieser Zange stehen einander fremd gegenüber, und nur der an der Basis der Grauwackenschiefer eingekeilte Grüngesteinsspan des Hollerkogels deutet auf eine einstige Fortsetzung der Schobereinheit gegen N. Heute ist auch er durch die das Paltental entlang laufende Störungsbahn von der Schobereinheit getrennt.¹⁰⁾

Der entscheidende Vorstoß der Grauwackenschiefer gegen S erfolgt erst im Triebener Raume. In mächtiger Entwicklung übernimmt nun der vielgestaltige Komplex die Führung in der Grauwackenzone, nachdem unter ihm auch die letzten Reste der weiter im O noch so mächtigen tieferen Decken westlich des Triebensteins verschwunden sind. Im einzelnen wurden die Verhältnisse dieses unseres dritten Abschnittes bereits besprochen.

Verfolgen wir die südliche Grenze der Porphyroidmassen unter dem erzführenden Kalk, so sehen wir die auffallende Tatsache, daß diese, unbeschadet des südlichen Einschwenkens ihrer Basisschiefer, unbeirrt gegen W weiterstreichen. Fetzen von Porphyroiden des Blassenecktypus liegen aber trotzdem auch vereinzelt innerhalb der verschwenkten Grauwackenschiefer. Wir müssen daraus den Schluß ziehen, daß in diesem Gebiet die S-Grenze des Porphyroides eine tektonische Ablösungsfläche ist, die wir weiter östlich noch nicht kennenlernten. Diese Deutung würde auch im Hinblick auf die westliche Begrenzung der Porphyroid-Kalk-Massen nicht unwahrscheinlich erscheinen. Die Grenze könnte ihre Fortsetzung finden in der von HIESSLEITNER (1935) dargestellten tektonischen Fläche zwischen den liegenden Serizitschiefern (usw.) und den kaum metamorphen Ton-schiefern des Hangenden westlich vom Spielkogel.

Mit dem durch das S-Schwenken der Grauwackenschiefer verursachten tektonischen Ausscheiden des Kalwanger Karbonzuges hat jene grundlegende Änderung im Bestand der Grauwackenzone begonnen, die im Triebener Abschnitt vervollständigt wird und die einen unmittelbaren

¹⁰⁾ Mit der Annahme einer der Talsohle entsprechenden Bewegungsbahn steht auch in Übereinstimmung, daß der im untersten Haberlgraben aufgeschlossene Magnesitputzen nicht in unmittelbarer Verbindung mit dem im Abbau befindlichen Stock steht, obwohl Magnesit auch im Taluntergrund vorkommt.

Vergleich mit dem O ausschließt. Die hierbei zu beobachtenden Erscheinungen sind so tiefgreifend und gerade im Hinblick auf die noch problematische Übergangszone zu den Ennstaler Phylliten so beachtenswert, daß über den Tatbestand ohne den Versuch einer Rechenschaft über ihre Ursachen nicht hinweggegangen werden kann.

Die vielerwähnte tektonische Bahn am N-Rand der flach lagernden Gesteinsserien durchschneidet diskordant die Züge der Schobereinheit und auch die Grauwackenschiefer. Sie bedeutet die S-Grenze der nördlichen, relativ abgesunkenen tektonischen Einheiten.¹¹⁾ Die den Schuppen- und Fallenbau im S begrenzende tektonische Linie durchschneidet südlich Mautern auch die Rannacherie und setzt sich schließlich an der nun selbst zur tektonischen Bahn gewordenen Kristallingrenze in das Murtal fort.

Verfolgen wir die S-Grenze des Verbreitungsgebietes der Gruppe der Grauwackenschiefer, so fällt auch hier das diskordante Abschneiden des nördlichen Zuges höher metamorpher Gesteine, des Karbonzuges mit seinem hangenden Grüngesteinsstreifen, auf. Schließlich liegen die Grauwackenschiefer über den Gesteinen der Schobereinheit.

Im Triebener Abschnitt machen wir an dieser S-Grenze der Grauwackenschiefer die gleiche Beobachtung wie bei Wald an der vorhin erwähnten Störungsbahn. Die tiefreichende und sich steil stellende Überschiebung führt am Triebenstein zum tektonischen Erlöschen von Rannacherie und Schobereinheit. Auch an dieser Bewegungsbahn werden die nördlichen Gesteinsserien in die Tiefe gedrückt.

Wir kommen zum Ergebnis, daß beide besprochenen tektonischen Bahnen in ihrer Wirkung gleichartig regional in der Grauwacke des Palten- und Liesingtales gewirkt haben und daß sie sich, einander ergänzend, bogenförmig um die von ihr unberührten konsolidierten Gebiete herumschlingen. An ihnen sind die nördlichen Gebiete, oft unter diskordanter Zerreißen vorgegebener Strukturen, tiefenwärts verlagert worden unter Erscheinungen von steil gestellten und zusammengepreßten Faltenschenkeln, Schuppungen und, wie besonders im Triebener Abschnitt ersichtlich wird, unter erheblichen Massenverlusten. Alle in den unmittelbaren Bereich ihrer Tektonik gelangten Gesteine erhalten hier einen besonderen Deformationstypus (Typus des „Quarzphyllites“ und ihm äquivalente Durchbewegungsstadien).

Da die genannten Bewegungsvorgänge schon die uns bekannten verschiedenen Grauwackenanteile erfaßten, müssen diese bereits mit Einschluß des Oberkarbons durch frühere tektonische Vorgänge in gegenseitige Verbindung gekommen sein. Wir erhielten Anhaltspunkte für eine Gliederung der Teilvorgänge, die zum Beispiel am Triebenstein deutlichen Ausdruck finden. Die Überlagerung seiner Kalkdecke über mehrere tektonische Einheiten spricht stark für ihre diskordante Auflagerung. Die gefaltete starre Kalkdecke dürfte bei den Einengungsvorgängen aus ihrem ursprünglichen Verband ausgesprungen und über ihre heutige Unterlage gefahren sein. In den über alle vorhandenen Gesteine einheitlich überlagerten Überprägungsrichtungen mit NW-gerichteter flacher Streckachse tritt die spätere Gleichschaltung unter einheitlichen Bedingungen offen zutage. Dieselbe einheit-

¹¹⁾ Die eigenartige Stellung der Hollerkogelmasse wird durch Annahme einer Wiederhochschleppung an einer Querstörung erklärbar.

liche Überprägungsrichtung gilt auch für jene Gebiete, die nicht unmittelbar den beiden besprochenen Störungssystemen benachbart sind. Sie sind nicht nur im abgesunkenen und dabei verengten, geschuppten und gepreßten Anteil vorhanden, sondern, zonenweise besonders kräftig, auch in Schobereinheit und Rannachserie nachweisbar.

Die Diskordanz tektonischer Grenzen kommt auch in der N-Begrenzung der Grauwackenzone zu den Kalkalpen in einer Übersicht zum Ausdruck. Wenn wir auch diese Grenze überall tektonisch überarbeitet sehen, so ist dieser tektonische Verband bei weitem nicht überall gleichwertig einzuschätzen. Wir finden dort, wo die Grauwackendecken mit ihrem fossilführenden Paläozoikum oder mit diesem vergleichbaren Schichten geringer Metamorphose vorhanden sind, noch Spuren alten Transgressionsverbandes, welche von den alpidischen Bewegungen nicht gänzlich verwischt werden konnten. Neuerdings wurden durch die Forschungen von H. P. CORNELIUS im Mürztal für das Verständnis dieses Transgressionsverbandes wichtige Feststellungen gemacht (1937). In ähnlicher Weise finden wir in N-Tirol und im Pinzgau die Verhältnisse bestätigt, wo gering metamorphe (alt-paläozoische) Gesteine der Kitzbühler und Dientener Zone zwischen die Kalkalpen und die höher phyllitischen Massen des Liegenden eingeschaltet sind.

Eine bedeutende Änderung des Grenzverbandes tritt im Übergang vom Paltental zum Ennstal ein, wo die höheren Grauwackeneinheiten in der geschilderten Weise verschwinden. Ob die Grauwackenschiefer, Porphyroide und Kalke tatsächlich spitzwinkelig unter die Kalkalpen hineinstreichen, in dem Sinne, daß sie sich unter diesen fortsetzen, muß allerdings dahingestellt bleiben, wenn wir uns an das alle Schichtglieder ergreifende S-Schwenken erinnern.

Der Salberg bei Liezen zeigt noch silurische Gesteine (HABERFELNER, 1931), aber außer ihnen noch altersunsichere Breccien unter der Trias.

Wo im oberen Ennstal die phyllitischen Gesteine (Ennstaler Phyllit, der wohl wenigstens zum Teil den höher metamorphen Grauwackenschiefern entspricht) direkt an die Kalkalpen herankommen, ist von einem ursprünglichen stratigraphischen Überlagerungskontakt nichts zu sehen, die Grenze ist rein tektonisch.

Westlich der Kitzbühler Zone zeigt das Inntal ein Analogon zu dieser Erscheinung (zum Beispiel KLEBELSBERG, 1935). Wo die Äquivalente der Grauwackenschiefer (Wildschönauer Schiefer) im W verschwinden und die phyllitischen Massen, der Quarzphyllit, an das Inntal herantreten, ist dieses eine absolute Grenze zweier verschiedener Gesteinswelten, die miteinander nichts zu tun haben.

Es ist hier nicht der Raum, die Verhältnisse der einzelnen kalkalpinen Einheiten zur Grauwackenzone zu untersuchen, es soll vielmehr auf die großangelegte Diskordanz verwiesen werden, die rücksichtslos ältere Begrenzungsstreifen überschritten hat und die wir im kleinen auch im Inneren der Grauwackenzone wiederfinden. Wir sind aber damit auch zur Erkenntnis gelangt, daß eine Zone mit bestimmtem Grad von Metamorphose nicht dauernd auf ein bestimmtes und stratigraphisch definierbares Bauelement beschränkt bleibt, sondern daß sie analog zur Diskordanz der Bewegungszonen solche Elemente durchschneidet. Die gleiche von SCHWINNER und WIESENER gemachte Beobachtung im Ennstal ist im Rahmen

der Grauwackenzone keine vereinzeltete Erscheinung, sondern gehört zu den wesentlichen Zügen ihres Baustyles. Auch hier ergeben sich Anhaltspunkte für Zusammenhänge zwischen Tektonik und Metamorphose.

Die lückenhaft erhaltenen und heute tektonisch überarbeiteten Reste primärer Verbindung von Grauwackenzone und nördlicher wie südlicher Nachbarschaft sind regional noch zu wenig bekannt. Sie werden uns weitere tiefe Einblicke in das vielgestaltige und mehrphasige Geschehen dieser mobilen Zone geben, die wie ein kompliziertes Gelenk Kristallin und Kalkalpen verbindet.

Schriftenverzeichnis.

AMPFERER, O., Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

ANGEL, F., Gesteine der Steiermark. Graz, 1924.*)

*) Weitere einschlägige Arbeiten finden sich in den Arbeiten von L. HAUSER zitiert.

CANAVAL, R., Das Kiesvorkommen von Kallwang in Obersteiermark. Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz, Bd. 31, 1895.

CLOOS-RITTMANN, H., Zur Einteilung und Benennung der Plutone. Geol. Rundschau 1939.

CORNELIUS, H. P., Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

CORNELIUS, H. P., Schichtfolge und Tektonik der Kalkalpen im Gebiete der Rax. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1937.

CORNELIUS, H. P., Aufnahmebericht über Blatt Liezen. Verh. Geol. Landesanst. Wien, 1939.

HABERFELNER, E., Graptolithen aus dem unteren Ordoviciem von Gaishorn im Paltental. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HABERFELNER, E., Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HABERFELNER, E., Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. Mitt. Abt. f. Bergbau, Geologie u. Paläontologie des Landesmuseums Joanneum, Graz, H. 2, 1935.

HAMMER, W., Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1924.

HAMMER, W., Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental, Steiermark. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1932.

HAUSER, L., Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. 1. Hornblendegarbenschiefer. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

2. Gesteine mit Granalporphyroblasten. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937.

3. Marmore. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

HAUSER, L., Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Zentralbl. f. Min., Geol., Pal., Abt. B, 1938.

HAUSER, L., Die Grenze Seckauer Kristallin—Grauwackenzone im Profil über die Ruine Kaisersberg bei St. Michael. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., Bd. 86, 1938.

HAUSER, L., Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Bereich der Kaintaleckschollen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

HAUSER, L., Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe—P. 1996 bei Wald. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938 (Anschlußarbeit).

HERITSCH, F., Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. CXX, 1911.

HERITSCH, F., Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales. Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz, Bd. 48, 1911.

HERITSCH, F., Geologie der Steiermark. Graz, 1921.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1929.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1931.

HISSLLEITNER, G., Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

KLEBELSBERG, R. v., Geologie von Tirol. Boroträger, Berlin, 1935, bes. S. 125, 128, 131 ff.

METZ, K., Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.

METZ, K., Über die tektonische Stellung der Magnesit- und Erzlagerstätten in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 86, 1938.

METZ, K., Aufnahmeberichte über Blatt St. Johann a. T. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937 bis 1939.

SCHWINNER, R., Die Niederen Tauern. Geol. Rundsch., XIV, 1923.

SCHWINNER, R., Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geol. Rundsch., XX, 1929.

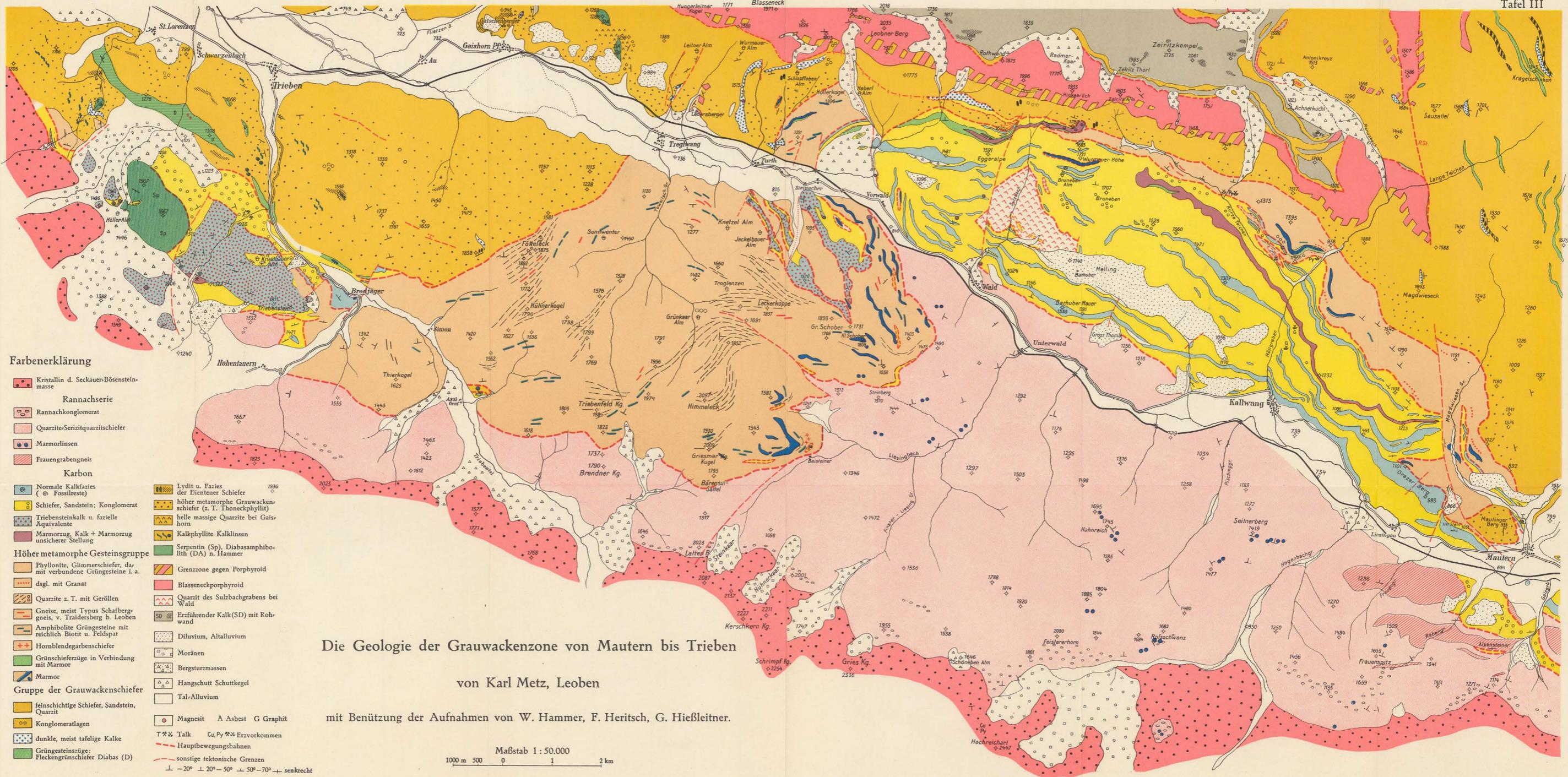
SCHWINNER, R., Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1936.

SPENGLER, E., Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1920.

SPENGLER, E., Aufnahmebericht über Blatt Eisenerz—Wildalpen—Aflenz. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1925.

STINY, J., Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. Verh. Geol. Bundesanstalt Wien, 1931.

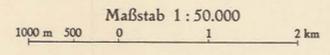
WIESENER, H., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. Min.-Petr. Mitt., 50., 1938.



- Farbenerklärung**
- Kristallin d. Seckauer-Bösteinmasse
 - Rannachserie**
 - Rannachkonglomerat
 - Quarzite/Serizitquarzschiefer
 - Marmorlinsen
 - Frauengrabengneis
 - Karbon**
 - Normale Kalkfazies (⊙ Fossilreste)
 - Schiefer, Sandstein; Konglomerat
 - Triebensteinkalk u. fazielle Äquivalente
 - Marmorzug, Kalk + Marmorzug unsicherer Stellung
 - Höher metamorphe Gesteinsgruppe**
 - Phyllonite, Glimmerschiefer, damit verbundene Grüngesteine i. a. dsl. mit Granat
 - Quarzite z. T. mit Geröllen
 - Gneise, meist Typus Schafberggneis, v. Traidersberg b. Leoben
 - Amphibolite Grüngesteine mit reichlich Biotit u. Feldspat
 - Hornblendegarbenschiefer
 - Grünschieferzüge in Verbindung mit Marmor
 - Marmor
 - Gruppe der Grauwackenschiefer**
 - feinschichtige Schiefer, Sandstein, Quarzit
 - Konglomeratlagen
 - dunkle, meist tafelige Kalke
 - Grüngesteinszüge; Fleckengrünschiefer Diabas (D)
 - Legende für Symbole:**
 - Lydit u. Fazies der Dientener Schiefer
 - höher metamorphe Grauwackenschiefer (z. T. Thoneckphyllit)
 - helle massige Quarzite bei Gais-horn
 - Kalkphyllite Kalklinsen
 - Serpentin (Sp), Diabasamphibolith (DA) n. Hammer
 - Grenzzone gegen Porphyroid
 - Blassneckporphyroid
 - Quarzit des Sulzbachgrabens bei Wald
 - Erzführender Kalk (SD) mit Roh-wand
 - Diluvium, Altalluvium
 - Moränen
 - Bergsturzmassen
 - Hangschutt Schuttkegel
 - Tal-Alluvium
 - Magnesit A Asbest G Graphit
 - Talk Cu, Py Erzvorkommen
 - Hauptbewegungsbahnen
 - sonstige tektonische Grenzen

Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben
 von Karl Metz, Leoben

mit Benützung der Aufnahmen von W. Hammer, F. Heritsch, G. Hießleitner.



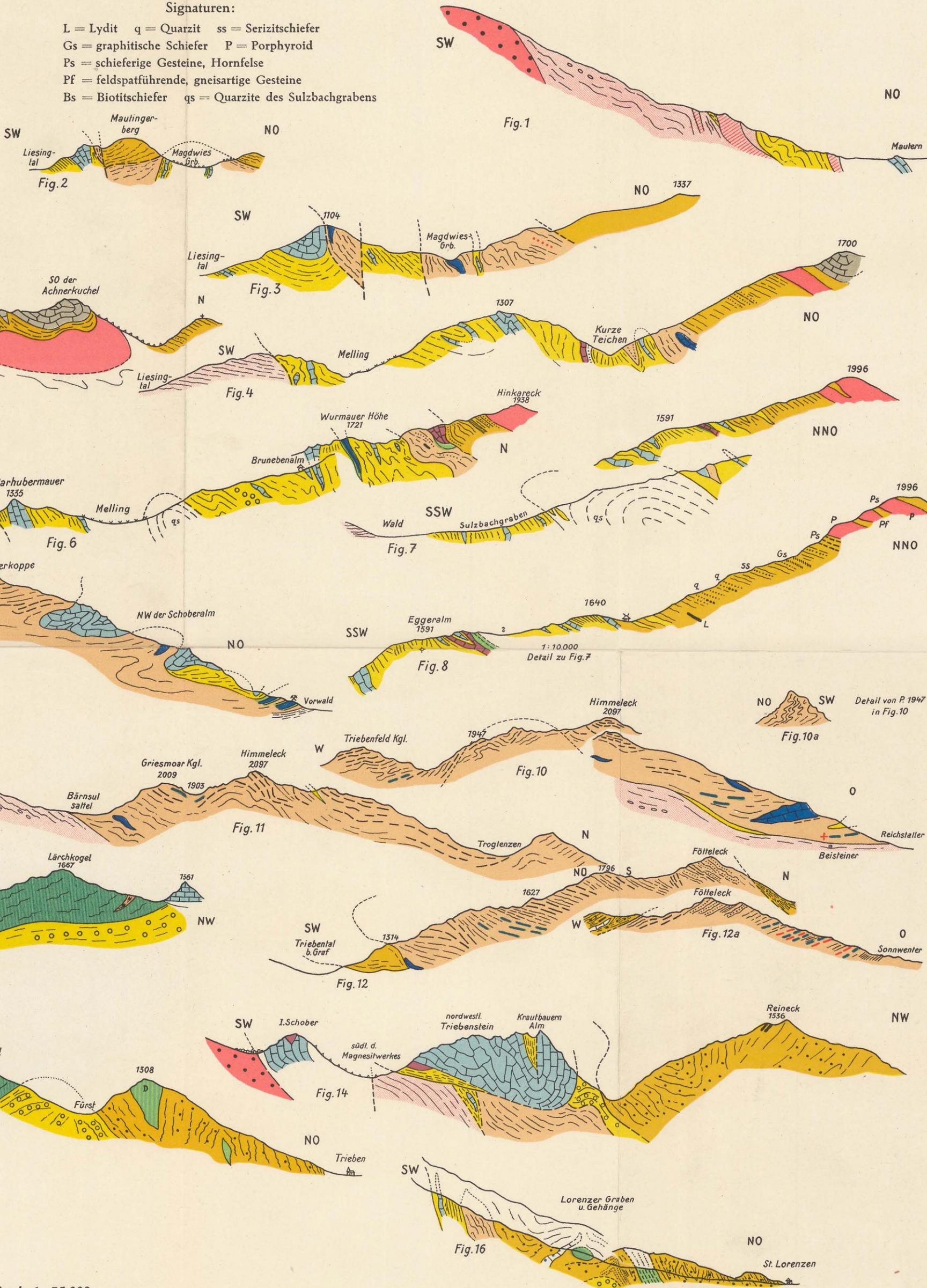
1 : 35.000

Farben: siehe Erklärung zu Tafel III

K. Metz, Leoben

Signaturen:

- L = Lydit q = Quarzit ss = Serizitschiefer
- Gs = graphitische Schiefer P = Porphyroid
- Ps = schieferige Gesteine, Hornfelse
- PF = feldspatführende, gneisartige Gesteine
- Bs = Biotitschiefer qs = Quarzite des Sulzbachgrabens



Maßstab 1 : 35.000

0 500 1000 m 2 km

Gesteinskundliche Studie des Profiles Eggeralpe–P. 1996¹⁾ bei Wald (Obersteiermark).

Von **L. Hauser**, Mariazell.

K. METZ arbeitet an der Aufnahme des Grauwackenanteiles im Bereich des Spezialkartenblattes „St. Johann a. Tauern“. Eine Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse bietet die Abhandlung „Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben“ im vorliegenden Jahrbuchheft.

Bei einer Begehung mit Herrn Dr. METZ sammelte ich im Arbeitsgebiet den Gesteinsbestand des Profiles²⁾ für eine Einzeluntersuchung. Die petrographische Detailbearbeitung ergänzt die Beschreibung des betreffenden Gebietsstreifens in der Arbeit von METZ.

Das Profil zeigt Baumaterial verschiedener Stockwerke der Grauwackenzone. Die Besprechung der Bauelemente erfolgt jedoch nicht in strenger Übereinstimmung mit ihrer profilmäßigen Aufeinanderfolge. In gesteinskundlicher Hinsicht schafft die serienweise Zusammenfassung und Beschreibung der Gesteinsbestände eine brauchbarere Übersicht.

I. Sedimentabkömmlinge.

A. Die Karbon-Serie.

1. Graphitphyllite und Kalke.
2. Tektonische Einschaltungen:
 - a) Grüngesteine.³⁾
 - b) Marmore.

B. Die Grauwackenschiefer-Serie.

1. Quarzfreie bis -arme Glieder: Serizitphyllit bis Serizitschiefer.
2. Quarzreiche Glieder: Glimmerquarzit bis Quarzit.
3. Die Zwischenformen der vorgenannten Flügeln.

II. Effusivgesteinsabkömmlinge.

1. Abkömmlinge von:
 - a) einsprenglingführenden und
 - b) einsprenglingfreien Lavagesteinen.
2. Abkömmlinge von Tuffen.

¹⁾ P. 1996 ist die Erhebung zwischen Hinkareck und Rote Wand im Höhenzug Zeyritzkompl–Leobner.

²⁾ Das Profil ist in der Arbeit von METZ abgebildet.

³⁾ Als Begriff im weitesten Sinne für die durch die grüne Farbe charakterisierten Gesteinsarten in der Grauwackenzone angewendet.

I. Sedimentabkömmlinge.

A. Die Karbon-Serie.

Die petrographische Untersuchung berücksichtigt vom Profil Wald-Eggeralpe nur die tektonisch höchsten Lagen des Karbons. Für diese Grenzziehung war unter anderem⁴⁾ die Absicht entscheidend, durch das Einzelstudium der Gesteine an der Stockwerksgrenze Karbon—Grauwackenschiefer-Serie eine strengere Trennung zweifelhafter Glieder zu erreichen und so für die Deutung der tektonischen Verhältnisse eine sicherere Grundlage zu gewinnen.

1. Graphitphyllite und Kalke.

Diese Gesteinsarten vertreten das Karbon in der Umgebung der Eggeralpe. Vom Graphitphyllit verschiedenen Orts der Grauwackenzone liegen Einzelbeschreibungen vor (HAMMER, HERITSCH u. a.). Die Physiographie einiger Typen von der Eggeralpe böte nichts Neues.

Das allgemeine Charakterbild der Graphitphyllite zeigt: Das graphitische Pigment erzeugt die makroskopische Einheitstracht, denn die Durchstäubung verdeckt zumindest im äußeren Bild vielfach den maßgebenden Gewebebestand. Die petrographische Feinarbeit ergibt eine detailliertere Gliederung des einförmigen Schichtstoßes durch Beachtung des unter dem uniformierenden Graphitpigment verborgenen Mengenverhältnisses der Gesteinskomponenten. Die Ausmessung ihrer jeweiligen Kornklasse böte eine weitere Klassifikationsmöglichkeit. Die Liste der wesentlichen Gemengteile der Graphitphyllite umfaßt nur wenig Arten. Nach Außerachtlassung der organischen Beimengung sind die Endfälle im Bereiche der als Graphitphyllit bezeichneten Gesteinstypen durch die Vormacht an Serizit auf der einen und an Quarz auf der anderen Seite, gekennzeichnet. Dazwischen liegen Glieder mit mannigfaltigem Mengenverhältnis beider Bestandteile. Besondere Formen, wie chloritoidführende Graphitphyllite, treten nur streifenweise auf.

Die Graphitphyllitlagen sind das Bild eines Sedimentationsrhythmus von sandigem, mehr oder minder tonig vermengtem Ursprungsmaterial mit jeweiliger Einstreuung variabler Mengen organischen Pigments. Eine unveränderte Aufeinanderfolge, entsprechend der sedimentären Ausgangslage, dürfen wir im enggepackten Schuppenbau der „graphitführenden Serie“ in größerer Mächtigkeit aber kaum irgendwo erwarten.

Die im Verband mit den Graphitphylliten auftretenden Karbonkalke bieten petrographisch nichts Bemerkenswertes.

2. Tektonische Einschaltungen.

a) Grüngesteine.

Die Beschreibung von zwei Typen zeigt:

1. Epidotführende Quarz-Chlorit-Schiefer mit Albitgehalt. In den Schichtfugen des grünen, kleinschuppigen Chloritgewebes stecken als Einwanderer limonitisch überkrustete Karbonatputzen. Den Querbruch sprenkeln unregelmäßig verteilte, im Durchmesser kaum mm-Größe erreichende Quarz-

⁴⁾ Für eine petrographische Einzelskizze des Karbons wäre der Kamm nach S auch zu schlecht aufgeschlossen.

körner, beziehungsweise -fläserchen. Im mikroskopischen Bild herrscht Klinochlor. Er bildet ein lockermaschiges Rundlingsgeflecht mit kenntlichem Parallelgefüge als Großbild. Der Chlorit ist senkrecht den Spalt-rissen gelb bis bräunlich und parallel zu diesen grün. Größere Blättchen sind wiederholt durch dunkelgrüne, nicht pleochroitische Flecken gemustert. In ansehnlicher Menge durchsetzt Epidotkrümelwerk das mit einzelnen, blaugrün getönten Hornblendenadeln verfilzte Chloritgewebe. Eine genetische Beziehung zwischen Chlorit und Hornblende ist infolge des wirren Filzwerkes und der geringen Größe der Individuen kaum erkennbar. Die enge Gesellschaft von Epidot und Chlorit wäre aber als Nachfahre vordiaphthoritischer Hornblende denkbar. Die augigen Lücken des Rundlingsgeflechtes füllt Quarzkörnerwerk. Die von Chlorit umflossenen Augen sind das Ergebnis scherender Beanspruchung eines aus Bändern von Chlorit, beziehungsweise Hornblende einerseits und von Quarz, beziehungsweise Albit andererseits gebauten, vordiaphthoritisches Stadiums. Dafür spricht unter anderem die Einklemmung von Chloritfetzchen und von Epidotkrümeln in den Quarzintergranularen. Gelegentlich tritt innerhalb dieser Augen auch Albit mit spärlichen Einschlüssen von Hornblendenadelchen (Unkrautstruktur) und Epidotkörnchen auf. Einzelne Maschen des Rundlingsgeflechtes sind mit gewälzten Quarz- und Albit-Großformen gefüllt.

2. Albit-Epidot-Quarz-Chlorit-Schiefer. Das äußere Kleid stimmt mit jenem des vorbeschriebenen Gesteins überein. Das Schlibfbild bietet dieselbe Struktur und Textur. Ein Unterschied ist nur im Mengenverhältnis der ihrer Art nach gleichen Komponenten gegeben. Epidot, Hornblende und Chlorit treten gegenüber Quarz und Albit in etwas bedeutenderer Menge auf. Die Hornblende sticht durch die blaugrüne Tönung aus dem Chloritfilzwerk und besitzt die Auslöschungsschiefe $c/z = 18^{\circ}$.

Beide Grüngesteinsformen dürften von rückschreitend in der Chlorit-schieferfazies umgeprägten Paraamphiboliten mesozonaler Ausgangslage abzuleiten sein. Eine Stütze dafür ist unter anderem auch im Ergebnis breiter angelegter Grüngesteinsuntersuchungen in der steirischen Grauwackenzone gegeben (Lit. 4).

b) M a r m o r e.

Der grobkörnige, weiße Marmor ist dickbankig bis dünnplattig; die Grenzlagen zu den Grüngesteinen besitzen unreinen Stoff. Lokal zeigt der Marmor Verfaltung und ist von Quarzgängen durchrissen, die gelegentlich deformiert und in linsige oder geröllartige Scherelemente zerlegt sind. Neben einförmigen Quarzgängen trifft man in solchen die Paragenese: Quarz, feinschuppige Chloritnester und gestreifte Rutilite von 5 mm Maximallänge.

Die Verbandseinheit Grüngestein-Marmor tritt im Karbon der Grauwackenzone spanartig oder in Lagen auf, die mitunter auf längere Strecke verfolgbare sind. Im Mur- und Liesingtal finden sich recht regelmäßige solche tektonische Einschaltungen und man kennt aus der Beschreibung von HAMMER (Lit. 3) im westlich gelegenen Paltental deren Fortsetzung. Noch weiter im W beobachtet man den Verband Grüngestein-Marmor im Karbon beim Talkbergbau Trojach—Lassing bei Selztal. Die Annahme

desselben bildungsgeschichtlichen Werdeganges (diaphthoritisches Altkristallin) für den in länger verfolgbaren Lagen oder verzettelt im Karbon auftretenden Verband Grüngestein-Marmor wäre naheliegend. Zu dieser Frage nimmt Metz mit entsprechenden Details Stellung.

B. Die Grauwackenschiefer-Serie.

1. Quarzfreie bis -arme Glieder: Serizitphyllite und mit ins Gewebe tretendem Quarzgehalt, Übergänge zu Serizitschiefern.

Die Hauptmasse der seidigschimmernden Gesteine hat zufolge des Glimmerreichtums (Serizit) phyllitisches Kleid. Dieses Aussehen erstreckt sich auch auf Glieder, die schon beachtenswertere Mengen von Quarz im Gewebe führen. Im Felde treten sämtliche Gesteine in einer, einer strengeren Gliederungsmöglichkeit nicht zugänglichen Uniformität entgegen. Die einzige Klassifikationsmöglichkeit stellt das jeweilige Mengenverhältnis Quarz: Glimmer. Von den phyllitischen Gesteinen des Karbons trennt die Gesteine das Fehlen graphitischen Pigments. Die Handstücke sind mehr oder minder dünnblättrig und besitzen gestriemte Schichtflächen. Auf ihnen wird die graue Farbe und der seidige Schimmer häufig durch rostige, goldglänzende oder grünliche Häute verdeckt. Nach meinen Erfahrungen bei der mikroskopischen Untersuchung derartiger Gesteine aus der Grauwackenschiefer-Serie im Kaintal bei Trofaiach verbirgt sich unter den Häuten nicht selten auf den Flächen mechanischer Beanspruchung paratektonisch verschmierter Biotit- und Chloritbelag. Keinesfalls liegen durchgängig limonitische Fahnen vor, an die man bei der Mehrzahl der Bilder zuerst denken würde. Ausführlicher ist darüber und über das Ergebnis einer Lage für Lage erfolgten Aufsammlung von denselben Gesteinen aus der Grauwackenschiefer-Serie im Kaintal bei Trofaiach berichtet (Lit. 4).⁵⁾

Ein entsprechendes Belegstück aus dem Profil der Eggeralpe zeigt: Biotitführenden Serizitphyllit. Das dünnblättrige Handstück zeigt Kleinfältelung. Auf den s-Flächen ist neben kleineren Biotitporphyroblasten (d um 3 mm) ausgeplätteter und gestriemter Biotitbelag. Das Schlibfbild zeigt Serizit als Hauptgemengteil. Die Kleinfältelung des Serizites ist durch Biotitbegleitung trefflich zum Ausdruck gebracht. Der Biotit bildet jedoch keine durchgehenden Züge. Einzelne größere, in den Zwickeln der Serizitsträhne paratektonisch gewachsene Individuen sind längs der Fältchen lose aneinandergereiht.

Der Biotit tritt allerdings in diesen Gesteinen makroskopisch in nicht so großen Porphyroblasten in Erscheinung, aber dennoch habe ich keinen Zweifel, daß der biotitführende Serizitphyllit in bezug auf Stellung und Genesis mit den Biotitporphyroblasten führenden Gesteinen der Grauwackenschiefer-Serie des Kaintales bei Trofaiach verglichen werden kann (Lit. 4).

Phyllitische Gesteine sind in gewisser Konstanz als wechselnd mächtige Lagen, Schollen oder Schuppen an der Basis der Grauwackenschiefer-Serie in der steirischen Grauwackenzone des Mur- und Liesingtales ver-

⁵⁾ Eine lagenweise vorgehende Suche dürfte im Profil der Eggeralpe wohl denselben Erfolg haben.

breitet. Gelegentlich wird der uniforme,⁶⁾ phyllitische Schieferkomplex bei lokal mächtigem Auftreten als eigene Abteilung aus dem Schichtverband der Grauwackenschiefer-Serie herausgehoben. Es ist kaum zu bezweifeln, daß stets dieselbe fazielle Entwicklung in vielfach analoger geologischer Stellung vorliegt. In diesem Sinne ist folgende Parallelisierung erlaubt: Ältere Quarzphyllite (VACEK und KITTL) = Phyllite unbekanntes Alters (STINY) = Toneckphyllite (HAMMER) = Quarzphyllite (SPENGLER). Im Kain-tal konnte ich einen derartigen Schichtstoß als phyllitisches Stockwerk (Lit. 4) zusammenfassen. Damit wäre ein allerdings nicht lückenlos zusammenhängender, phyllitischer Schichtstoß, überlagert von einem quarziti-schen Komplex, auf längere Strecke verfolgbar.⁷⁾ Vielleicht darf man darin die normale Bauformel dieses Stockwerkes erblicken.

Es spricht nicht gegen die erörterte Auffassung von einer Gliederungs-möglichkeit der Grauwackenschiefer-Serie, daß im Profil der Eggeralpe—P. 1996 die Abtrennung eines phyllitischen Schichtstoßes ebenso wie an manchem a. O. geologischer Komplikation unmöglich ist. Bei der Egger-alpe treten bereits in der tiefsten Stockwerksetage der Grauwacken-schiefer-Serie quarzitische Gesteine deutlich als Schichtglieder in Erschei-nung. Ja, partienweise besteht der täuschende Eindruck, daß die verzahn-ten, tektonischen Gleitspäne aus der tieferen, phyllitischen und höheren, quarziti-schen Abteilung der Grauwackenschiefer-Serie nicht eine Ver-schweißung, sondern eine normale Baueinheit darstellen. In die tektonische Mischserie sind an der unteren Stockwerksgrenze ferner Elemente der „graphitführenden Serie“ einbezogen.

Demnach ist die Überschiebungsfläche Karbon-Grauwackenschiefer-Serie in der Umgebung der Jagdhütte bei der Eggeralpe als eng gepackte Schuppenzone aus phyllitischen und quarzitischen Einheiten, tektonisch vermischt mit Spänen der „graphitführenden Serie“, zu kennzeichnen. Diese Verhältnisse sind durch Verfolgung der Lesestücke verhältnismäßig gut zu erkennen, aber wohl kaum der Wirklichkeit entsprechend auf einer Karte darstellbar.

Quarzitische und phyllitische Gesteinsarten trifft man am Kamm bis über seinen ersten Absatz. Auf den Hängen und in dem im O anschließenden Kar ist dagegen jede Feststellung infolge Aufschlußarmut und Über-rollment sehr erschwert.

Bereits im Felde ist festzustellen, daß von diesen Gesteinen durch Zunahme des Quarzgehaltes Zwischen- und Übergangsformen zu quarziti-schen Gesteinen leiten.

2. Quarzreicher Flügel.

a) Glimmerquarzite.

Quarzlagen werden durch papierdünne Serizitbänder getrennt. Die Dünnschliffe zeigen Parallelgefüge. Die lichten Lagen bestehen aus gleich-körnigem Quarzgewebe und wenig Kleinkorn von Albit, Apatit und Tur-

⁶⁾ Am Bild der Einförmigkeit vermögen auch die gelegentlichen Einschaltungen von Grungesteinen und Chloritoidschiefern nichts zu ändern.

⁷⁾ Im Osten dieses Gebietes hätte der Versuch einer Parallelisierung auf dem geologischen Blatt „Mürzzuschlag“ das Augenmerk auf die „Silbersbergserie“ zu richten, als deren mächtigstes Schichtglied CORNELIUS phyllitische Schiefer einge-tragen hat.

malin. In den makroskopisch dunkler erscheinenden Lagen herrscht blaßgrüner Serizit, der von dem in geringer Menge beigemengten Chlorit schwierig zu unterscheiden ist. Zum Teil bildet der Glimmer geschlossene, von postkristallinen Scherflächen durchrissene Züge. Ferner sind noch durch limonitische Fahnen verhüllte Erzkörner vorhanden.

b) Quarzite.

Die Handstücke zeigen zwischen den Quarzlagen rostige Glimmerhäutchen noch als solches äußeres Merkmal, daß man bei der Feldbegehung diese, den einen Flügel unserer Gliederung der Grauwackenschiefer-Serie darstellenden Gesteine, ebenfalls noch dem Sammelbegriff „Feinschichtiger Grauwackenschiefer“⁸⁾ unterstellen wird. Im Schlibfbild liegt das Mengenverhältnis von ungefähr 90% Quarz und 10% Nebengemengteile vor; von welcher letzteren ungefähr die Hälfte Serizit ist. Das quarzitisches Gewebe zeigt im allgemeinen Kornegalisierung, doch sind lokal Nester aus größeren, verzahnten Quarzen eingeschaltet; im allgemeinen liegt blastopsephitisches Reliktgefüge vor. Akzessorisch sind Chlorit, Rutil, zonarer Turmalin, Zirkon, Albit und von Limonitfahnen umhüllte Erzkörner vorhanden. Die klaren Albite sind grob verzwillingt. Gelegentlich ist ihr belteroblastisches Wachstum trefflich zu erkennen.

Quarzite und Glimmerquarzite sind von reinen bis schwach tonig vermengten Sanden durch epizonale Prägung ableitbar. Die Gesteine besaßen wohl bereits eine gewisse prämetamorphe Regelung, deren Abbildung als maßgebender Faktor bei der Prägung der Form in Erscheinung trat.

Quarzit und Glimmerquarzit sind im Profil die Hauptvertreter dieser Gesteinsreihe. Sonderformen von Quarzit erlangen dagegen nur untergeordnete Bedeutung. So ist die Mächtigkeit der Karbonatquarzite kaum erwähnenswert. Den Chloritquarziten kommt als Bauglied eher Bedeutung zu. Die Stellung der Graphitquarzite muß gesondert besprochen werden.

Spezielle Quarzitformen:

Karbonatquarzit. Die Handstücke zeigen feinkörnige, 1 cm breite Bänder von grauem Quarzitgewebe in Wechsellagerung mit 3—4 mm breiten Karbonatlagen. Im Dünnschliff bilden Karbonat und Quarz ein mittelkörniges Gewebe. Man vermißt die makroskopisch deutliche Lagertrennung. Untergeordnet treten noch blaßgrüner Serizit, Erz, häufiger grobverzwilligte klare Albitelteroblasten und vereinzelt Turmalin und Zirkon auf.

Quarz und Karbonat sind gleichwertige Bildungen. Der Karbonatgehalt ist grundsätzlich von jenem, der in Gesteinen der Grauwacken-

⁸⁾ Als Sammelbegriff vom kartierenden Geologen gebraucht und wiederholt als Bezeichnung auf den Kartenblättern der Geologischen Landesanstalt Wien angewendet. Es wird darauf zu verweisen sein, daß im besprochenen Raum diese auf das äußere Kleid sich stützende Bezeichnung mehr oder weniger sämtliche in der petrographischen Detailarbeit unterschiedenen Glieder der Grauwackenschiefer-Serie umfaßt. Aufgabe der gesteinskundlichen Einzelarbeit ist die Gliederung in die verschiedenen Gesteinsformen auf Grund ihres normativen Mineralbestandes.

schiefer-Serie als jüngere, klufftfüllende Bildung durch Stoffeinwanderung auftritt, zu trennen.⁹⁾

Serizit-Chlorit-Quarzit. Chlorit tritt im Grundgewebe dieser Gesteine analog dem Karbonat im Karbonatquarzit als primärer Gemengteil auf. Das graugrüne Handstück ist dünnschieferig. Auf den Schichtflächen treten aus dünnen Serizithäutchen ausgewalkte, dunkle Chloritfetzen markant hervor. Dasselbe äußere Kleid beschrieb ich von progressiv erststufigen Grüngesteinen in der Grauwackenschiefer-Serie des Kaintales bei Trofaiach (Lit. 4). Gelegentlich sind in der Grauwackenschiefer-Serie derartige Gesteine in engerem Verband mit Diabasmeta-morpha (im besonderen Falle mit Fleckengrünschiefern) und dann ist ihr Charakter mitunter schwierig zu beurteilen (Lit. 4). Das vorliegende Gestein besitzt zweifellos sedimentogene Abstammung. Das Schlibfbild zeigt in einem gleichkörnigen Quarzitgewebe Nester aus Chlorit und Serizit. Ferner sind noch in geringer Menge Albit und Apatit vorhanden.

Graphitquarzit (Lydit). Lichte Schnüre durchziehen wirr oder netzaderig die dunklen, stark abfärbenden Handstücke. Die Schnüre reißen örtlich ab und weisen lokal Stoffanschoppung auf. Auf den Schichtflächen ist gut individualisierter Schüppchengraphit; gelegentlich liegt aber auch ein rostiger Harnisch vor. Das Gesamtbild deutet auf starke mechanische Beanspruchung. Der Dünnschliff zeigt Quarz und Graphit als Hauptgemengteile. Makroskopisch könnten die lichten Quarzäderchen als Ausheilungen vermutet werden, doch spricht dagegen die mikroskopische Beobachtung. Quarz mit beigemengten Serizit- und Chloritschüppchen tritt in Linsen, Nestern oder verfalteten, stellenweise zerrissenen Zügen auf. Ab und zu werden Quarzpflaster nach dem vortektonisch angelegten s von Graphitkrümelzügen durchstäubt. Die geschwänzten Quarzaugen sind daher als Deformationskörper ehemals durchgängiger Quarzlagen anzusehen. Die mechanische Beanspruchung der Gesteine ist durch deren mikroskopisches Bild bestätigt.

Vom Graphitquarzit sind am schlecht aufgeschlossenen Osthang des Kammes nur wenige Lesestücke zu finden. Daher ist nur eine geringmächtige Einschaltung zu vermuten. In bezug auf Physiographie und geologische Stellung parallelisiere ich den Graphitquarzit mit dem Graphitphyllit mit Quarzaugen, welchen ich aus dem quarzitischem Stockwerk der Grauwackenschiefer-Serie des Kaintales bei Trofaiach beschrieb (Lit. 4). Ich sprach die Meinung aus, daß eine Einschuppung stark tektonisierter Silurschiefer aus jenem Schichtstoß vorläge, der als höhere Abteilung die Grauwackenschiefer-Serie überlagert. Die Beobachtung im Profil Egger-alpe—P. 1996 ermöglicht keine andere Aussage über die Stellung der Graphitquarzite.

3. Übergangsformen.

Diese Gruppe umfaßt vor allem jene Gesteinsglieder, welche die Kennzeichen der „Feinschichtigen Grauwackenschiefer“ am prägnantesten zeigen, also Gesteine mit trefflichen, äußeren Merkmalen sind. Ihr Kleid ist

⁹⁾ Chlorit und Karbonat sind in den verschiedenen Gesteinen der Grauwackenschiefer-Serie verbreitet. Sie stellen aber fast ausnahmslos jüngere Sprossung längs Wegsamkeitsflächen vor. Die gleiche Genesis in einer anderen Bildungsphase dürfte dem Schichtflächen-Biotit zukommen.

vor allem durch die aus der Durchbewegung und einem reliktschen Anlagerungsgefüge resultierende Sonderung der körnigen und blätterigen Gemengteile gekennzeichnet, deren Ergebnis ein Bau aus scharf abgegrenzten, wechselnd mächtigen, lichten und dunklen Lagen ist. Die spezielle Physiographie einzelner Formen zeigt:

Als Beispiel einen Typus, der durch verhältnismäßig großen Glimmergehalt den Übergang zum Serizitschiefer bildet. Der bänderig auftretende Glimmer bedingt in diesen Gesteinen die treffliche Abbildung der Verformungserscheinungen. Das äußere Kleid zeigt den Musterbau des „Feinschichtigen Grauwackenschiefers“ aus lichten Quarz- und dunkleren Glimmerlagen. Die Schichtung wird häufig durch eine schräg zu ihr angelegte Schieferung unter teilweiser Auslöschung der ersteren überwältigt. Lokal macht sich die Transversalschieferung durch Zerreißen der lichten Lagen kenntlich. Mitunter bilden diese dann augig geformte Deformationskörper, die längs der Scherflächen durch Glimmerhäutchen, die als Gleitmittel dienen, getrennt sind. In anderen Belegstücken besteht mehr der Eindruck flaseriger Ausplättung der lichten Lagen. Der bänderige Bau betont ferner wiederholt die Kleinfältelung. Sie ist nachträglich öfters zerrissen worden und die Fältchenschenkel sind unter gleichzeitiger Stoffeinwanderung in die Sättel gezerrt und gelängt. Die Schliffbilder zeigen strenges Lagengefüge aus Quarz- und Glimmerbändern. Die lichten Lagen bestehen zu ungefähr $\frac{2}{3}$ aus Kleinkornquarz und zu $\frac{1}{3}$ aus in s eingeregelter Serizitschüppchen. Die dunklen Lagen haben umgekehrtes Mengenverhältnis und in ihnen tritt Kleinfältelung auf. Letztere wird dort und da von Scherflächen mit Eisenhydroxydhäutchen durchrissen. Die Fältchen schneiden im allgemeinen scharf an den quarzreichen Lagen, als ihrem augenscheinlichen Verformungswiderstand, ab. Der Serizit weist blaßgrüne Farbtöne auf.

Andere Belegstücke zeigen strengen Lagenbau aus kaum mm starken lichten und etwas breiteren dunklen, kleingefältelten Bändern. Die Kleinfältelung durchziehen abermals feine Risse, an denen die Fältchenschenkel geschleppt sind. Den gestriemten Hauptbruch überziehen ausgewalkte Glimmerhäutchen. Auch das Schliffbild zeigt Parallelgefüge. Die Quarzlagen zeigen in sich jeweils Kornegalisation. Neben feinkörnigem, tritt mittelkörniges Gewebe auf. Zwischen den Quarzkörnchen stecken einzelne, größere Turmalinnadeln und ferner Apatit-, Epidot- und Erzkörnchen. Die kleingefalteten Serizitlagen werden von zahlreichen, an den Quarzitbändern abstoßenden Mikroscherflächen durchzogen. Längs der Scherflächen erfolgte nachträglich Erzimprägnation. Vereinzelt treten klare, grobverzwillingte Albit auf. Auf den Schichtflächen sind einzelne Biotit- und Chloritfetzchen erkennbar.

Ein anderes Belegstück stimmt im äußeren Kleid mit jenem des vorbeschriebenen Gesteins überein. Zur mikroskopischen Untersuchung lag jedoch ein s-Schnitt vor. Das quarzitisches Gewebe führt klare, grobverzwillingte Albitbelteroblasten und einzelne Turmalinkörner. In größerer Menge ist paratektonisch gewachsener Chlorit in Begleitung von limonitisierten Erzkörnern vorhanden.

Die diesem Formenkreis zugehörigen Gesteine sind erststufig vollmetamorphe, kristalline Schiefer. Blastische Strukturen sind entwickelt; die Sonderung der körnigen und blätterigen Gemengteile wurde im Gefolge der Metamorphose fortgesetzt und verstärkt zur Abbildung gebracht.

Zusammenfassung der Gesteinsarten der Grauwackenschiefer-Serie.

Die Grauwackenschiefer-Serie ist eine örtlich mächtige, im Felde mehr oder minder einförmig erscheinende Sedimentserie. Außer der in größeren Bezirken durchführbaren Unterteilung in eine tiefere phyllitische und höhere quarzitische Etage liegt für die Festhaltung im Kartenbild mangels charakteristischer Gesteinsformen kaum eine feinere Gliederungsmöglichkeit vor. Als Ergebnis der petrographischen Feinarbeit gehören dem Schieferkomplex an dem einen Flügel Gesteine von vorwiegend tonigem, am anderen von sandigem Ursprungsmaterial an. Die Zwischenformen bilden lückenlose Übergänge. Abgesehen von Stockwerksgrenzen und Zonen tektonischen Baues ist die Art des Auftretens dieser Gesteine dadurch charakterisiert, daß in den Lagen nirgends abruptes Aneinandertreten, sondern vielmehr fließende Überleitung von einer Form in die andere stattfindet. Die Feinschichtigkeit ist in den Bauelementen dieser Serie weit verbreitet und in jedem Formenkreis zu beobachten, welchen die petrographische Detailarbeit unterschied.

Die Übersicht des Gesteinsbestandes der Grauwackenschiefer-Serie zeigt in einer Gliederung, in der der Quarzgehalt von links nach rechts ab- und die Glimmermenge zunimmt:

1. Quarzitgruppe.
 - a) Quarzit.
 - b) Glimmerquarzit, beziehungsweise Chlorit-, Karbonat- und Graphitquarzit.
2. Übergangsformen.
3. Serizitschiefergruppe.
 - a) Serizitschiefer.
 - b) Serizitphyllit.

II. Effusivgesteinsabkömmlinge.

1. Abkömmlinge von Lavagesteinen.

a) Einsprenglingführend.

Diese Gesteinsreihe umfaßt im allgemeinen Formen mit makroskopischen Einsprenglingen. Nach dem Charakter der Einsprenglinge können die ein und demselben Magmastamm angehörigen Gesteine gegliedert werden. In derselben Grundmasse, beziehungsweise im selben Grundgewebe treten auf:

1. Nur Plagioklaseinsprenglinge;
2. Plagioklas- und Quarzeinsprenglinge;
3. Mikroklin- und Quarzeinsprenglinge;
4. Quarz-, Plagioklas- und Mikroklineinsprenglinge.

1. Mit Plagioklaseinsprenglingen.

Porphyroid. Das geschieferte Handstück zeigt Vormacht des lichten Bestandes. Die feinen Risse füllt limonitisch überkrustetes Karbonat. Nach dem Dünnschliffbild beherbergt das Grundgewebe nur Plagioklaseinsprenglinge, beziehungsweise deren Relikte. Einzelne Einsprenglinge

dürften in der magmatischen Phase zersprengt worden sein. Die im Grundgewebe schwimmenden Trümmer lassen jeweils meist deutlich die einstige Zusammengehörigkeit zu einer Einheit erkennen. Reste gestatten die Bestimmung als Albit. Vereinzelt geht jedoch die Granulierung, das heißt, der Zerfall in ein granoblastisches Aggregat bis zum allmählichen Verflößen der Einsprenglingsreste in das granoblastische Gefüge der umgebauten Grundmasse. An wenig deformierten Plagioklasen sind die bekannten Einbuchtungen und zerfressenen Ränder zu beobachten. Der Umbau der Grundmasse ergab ein feines Gemengsel aus Serizit und Quarz. Das Grundgewebe ist örtlich bald reicher an dem einen, bald an dem anderen Gemengteil nach Art metamorpher Abbildung einstiger Schlierigkeit. Gelegentliche mikrogranitische Pflaster aus Quarz- und Feldspatindividuen entsprechen primär granophyrischer Verwachsung.¹⁰⁾ In bemerkenswerter Menge sind noch Pennin und Erz vorhanden. Die Art ihres Auftretens läßt sie als jüngere Kluft und Hohlraum füllende Bildungen erkennen.

2. Mit Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen.

Porphroid. An den graugrünen Handstücken sind Übergänge vom massigen Charakter bis zu schieferigem Gepräge verfolgbar. Man erkennt Quarz- und Feldspateinsprenglinge. Die Kluftflächen haben wiederholt einen Belag von Fe-Mn-Häutchen. Im mikroskopischen Bild tritt der Bestand aus relikttischer Grundmasse, beziehungsweise Grundgewebe und Einsprenglingen trefflich in Erscheinung. Sämtliche Quarzeinsprenglinge zeigen zumindest Ansätze zur Zerbrechung. Teilweise erfolgt so weitgehende Lockerung der Splitter, daß deren Zusammengehörigkeit zu einem bestimmten Kristallkern nur vermutet werden kann, vornehmlich nur auf Grund gleicher Orientierung der Trümmer. Es zeugt manches dafür, daß zwei Zerbrechungsphasen vorliegen. Eine Zerbrechung ist das Ergebnis der Spannungsbeanspruchung in der magmatischen Phase. Die entsprechenden Risse sind mit Grundmasse gefüllt worden. Die im Gefolge späterer Deformation erzeugten Klüfte heilt gröberes, von Chlorit und Karbonat begleitetes Quarzkorngewebe; oder es umsäumen Splitterkränze die Quarzeinsprenglinge. Zerbrechungsgrad und Umbaustadium sind in den Plagioklaseinsprenglingen verschieden weitgehend entwickelt. In Einzelfällen sind die Plagioklase bis auf geringe Reste umgewandelt. Als Umsetzungsprodukt liegt Serizit vor, an den Rändern der Einzelindividuen gelegentlich in solcher Dichte, daß er die Grenze Feldspat-serizitisches Grundgewebe verwischt. Ein Belegstück zeigt Plagioklaseinsprenglinge mit so viel gut individualisierten, zwillingsgestreiften Kalkeinschlüssen, daß an Entmischungserscheinungen nicht gedacht werden kann. Es liegt Pseudomorphosierung durch Stoffeinwanderung längs Spältchen und Rissen vor. Dafür spricht, daß der Kalkspat gelegentlich von Chlorit, dem oftmaligen Einsiedlungsprodukt in den Porphroiden, begleitet wird. In den wenigen kalkeinschlußfreien Plagioklasen dieses Gesteins ist normale Serizitfülle

¹⁰⁾ ANGEL erwähnt, daß die mikrogranitische Grundmasse für die betreffenden Formen darauf hinweist, daß sie nicht als Lava sich ergossen, sondern daß sie als seicht liegende Lagermassen intrudiert worden waren.

In der Regel handelt es sich in der Grundmasse nur um kleinere Pflaster, so daß die Bezeichnung Granophyr für die vormetamorphe Tracht nicht angängig ist.

beobachtbar. Zonarstruktur fehlt durchwegs. Zwillingslamellierung ist dagegen gut erkennbar. Der Umbau der Grundmasse ergab ein Gewebe aus Serizit und mehr oder weniger Quarz.

Im Grundgewebe dieser Gesteine treten wiederholt augige Einschlüsse aus Karbonat, mittlerem Quarzkorn und fein- bis grobschuppigem Chlorit auf. Die Bildungen erinnern an den Einschluß, den ANGEL (Lit. 1) in einem Metaquarzkeratophyr von Wiesmath beschrieb und den er als Füllung eines Mandelhohlraumes bezeichnete. ANGEL betont, daß in Gesteinen dieser Stammform auch an a. O. poröse Strukturen verbreitet sind. Die untersuchten Porphyroide des Profiles der Eggeralpe bieten dafür zahlreiche Beispiele. Zu den als Hohlraumausfüllung genannten Gemengteilen treten in Einzelfällen Erz und Klinozoisit.

Schwach vererzter Porphyroid. Makroskopisch feststellbar führt in Partien dieses Handstückes die Verschieferung vom massigen Aussehen bis zur Ausbildung eines aus lichten und dunklen Strähnen bestehenden Flasergefüges. Lokal ist schwache Verfaltung erkennbar. Einsprenglinge, beziehungsweise deren Reste sind mit freiem Auge eben noch feststellbar. Homogen zusammengesetzte Flasern erwecken gleichfalls den Verdacht der Abstammung von Einsprenglingen. Die Risse sind von Limonit, der gelegentlich auch Karbonat überkrustet und von Chlorit ausgefüllt. Im Dünnschliffbild treten aus dem Grundgewebe Einsprenglingsrelikte gut kenntlich hervor. Die Plagioklaseinsprenglinge sind stark mechanisch zerlegt. In den Bruchstücken tritt so weitgehende Serizitisierung auf, daß die Grenzen zum serizitischen Grundgewebe mehr oder weniger aufgelöscht sind. Quarzeinsprenglinge dürften in größerer Zahl vorgelegen sein. Von solcher Herkunft sind wohl auch die gut umgrenzten Haufwerke aus gröberen Trümmern. In anderen Fällen geht die Auflösung noch weiter und über linsig geschwänzte Formen führen perlschnurartig aneinandergereihte Trümmer bis zur zusammenhanglosen Einregelung der Bruchstücke in das tektonisch angelegte s (Scherungs-s). Die Grundmasse ersetzt ein Gemenge aus Quarz und Serizit. In parallelen Strähnen durchwirkt das Grundgewebe Pennin und eisenreiches Karbonat; letzteres vermutlich Ankerit, zum Teil vielleicht Siderit. Siderit ist speziell in jenen Fällen denkbar, in denen die Einzelkörner gänzlich oder zumindest nach den Spaltrissen Limonitbelag besitzen. Außerdem liegt Pyrit vor, dessen Verwitterung gelegentlich Rostfleckigkeit der Gesteine erzeugt. Die Häufung von Strähnen und Streifen der Paragenese Chlorit, Karbonat und Erz macht entschieden den Eindruck erfolgter Einwanderung zur Zeit jüngerer Tektonisierung.

3. Mit Quarz- und Mikroklineinsprenglingen.

Porphyroid. Das Handstück ist schwach geschiefert. Die große Einsprenglingszahl erzeugt den lichten Gesamteindruck. Zerbrechung und gelegentliche Einregelung von Einsprenglingstrümmern in das schwach ausgeprägte s sind makroskopisch beobachtbar. Entlang den haarfeinen Rissen ziehen Limonithäute. Im makroskopischen Bild fällt die Durchwirkung des Grundgewebes durch fein- und grobschuppigen Chlorit und eine größere Epidotmenge auf. Chlorit wurde wiederholt als sekundäre Bildung durch Stoffeinwanderung erklärt. In Porphyroiden des steirischen Erzberges ist die Herkunft der Gesellschaft Chlorit und Epidot auch durch

Pseudomorphosierung von Biotit beschrieben (Lit. 1). In diesen Fällen ist der Epidot neben Zirkonkörnchen zwischen Chloritblättern eingelagert. Im vorliegenden Porphyroid sind zwar Chlorit und Epidot auch in engem Verband, aber doch stets deutlich ohne derartige Beziehung nebeneinanderliegend. Außerdem sind sie in solcher Menge vorhanden, daß Pseudomorphosen nach einem dunklen Gemengteil unwahrscheinlich sind. Entweder ist demnach die Paragenese Chlorit, Epidot und Erz dieses Gesteins analogen, jüngeren Bildungen in den Porphyroiden und Grauwackenschiefern vergleichbar oder sie entspricht primärer Bildung.

4. Mit Quarz-, Plagioklas- und Mikroklineinsprenglingen.

Porphyroid. Die Handstücke zeigen massigen¹¹⁾ bis geschieferten Charakter. Makroskopisch sind Quarz- und Feldspateinsprenglinge erkennbar. Letztere haben Maximalgrößen von 2×3 mm und porzellanartiges Aussehen. Zum Teil besitzen sie regelmäßig viereckige Umgrenzung. Vereinzelt ist Kataklyse erkennbar. Die Gesteinsrisse füllen rostiges Karbonat und Fe-Mn-Häutchen. Lokal ist schwache Pyritvererzung zu treffen. Im Dünnschliffbild treten nahezu in allen Belegstücken Einsprenglinge oder deren Reste deutlich aus dem Grundgewebe. Einzelne Bilder zeigen im Grundgewebe außerdem augige, als Ausfüllung von Mandelhohlräumen deutbare Einschlüsse. Die Quarzeinsprenglinge weisen zumeist starke Kornunterteilung auf. Das Ausmaß der Zerbrechung übertrifft jenes, welches man an den Feldspaten beobachtet. Die Trümmer sind schwach undulös und besitzen BÖHMISCHE Streifung. In einem Belegstück führen die Quarzeinsprenglinge Glaseinschlüsse in Form negativer Kristalle. Die Einschlüsse sind farblos und werden nicht selten von Gasbläschen begleitet. Wenig deformierte Quarzeinsprenglinge besitzen an den Rändern schlauchartige Einstülpungen. Kleinere Kataklysekörper sind mitunter merklich vom Kristallkern abgedrängt. Als Deformationskörper sind auch einzelne augige Gebilde aufzufassen. Ihr Inhalt ist porphyroklastisches Produkt aus Quarzeinsprenglingen. Man trifft Fälle, in denen die nachmagmatische, mechanische Zerlegung von Einsprenglingen einwandfrei erkennbar ist. Geht die Zerbrechung von Einsprenglingen und die Lösung des Splitterzusammenhangs weiter, so stellt sich die Verflössung in das Grundgewebe ein. Das Mengenverhältnis Mikroklinperthit: Plagioklas wechselt in den verschiedenen Belegstücken. Plagioklas und Mikroklinperthit zeigen Serizitisierung und Zerbrechung. Die Bestimmung der Feldspate wies auf Oligoklas. Sehr selten ist an ihnen ein alter Zonarbau kenntlich. Der Hauptbestand des Grundgewebes ist Serizit. Zu ihm tritt in variabler Menge Quarz in Begleitung von Feldspat, also in Bildungen, die mikrogranitische Entwicklung der Grundmasse entsprechen dürften. Ferner sind kleinere Biotitnadeln mit dem Pleochroismus gelb und braungrün vorhanden. Das Grundgewebe läßt Regelung in s erkennen. Die erste Anlage dürfte in der schmelztektonischen Phase gegeben gewesen sein. Die weitere Ausarbeitung entspricht nachträglicher, tektonischer Bearbeitung. Als sekundäre Bildungen in Mandelhohlräumen und Rissen sind mittel-

¹¹⁾ Im äußeren Kleid ähneln einzelne dieser Gesteine täuschend einem unmetamorphosierten Quarzporphyr.

körniger Quarz, Karbonat und Chlorit, sowie Epidotkrümelwerk zu deuten. Auch einzelne durchgehende Quarzlagen stammen von jüngerer Stoffeintrahlung.

Allgemeine Bemerkungen über die untersuchten Porphyroide.

Die Gesamtzahl der Quarzeinsprenglinge ist in den Porphyroiden größer als die der Feldspate. Als Feldspateinsprenglinge treten sowohl Plagioklas als auch Kalifeldspat auf. In keinem Belegstück ist ein dunkler Gemengteil als Einsprengling ansprechbar.

Den Gesteinen mit ausschließlichem Quarzeinsprenglingsbestand stehen jene gegenüber, die nur Feldspateinsprenglinge führen.¹²⁾

Die mikroklinreichsten Belegstücke zeigen den mengenmäßig geordneten Bestand aus Serizit, Mikroklin, Quarz und Plagioklas. Der Chemismus dieses Formenkreises weist auf Kalivormacht und damit auf Gesteine der quarzporphyrischen Reihe. Es war daher die durchgängige Benennung der metamorphen Gesteinsformen als Metaquarzkeratophyre nicht ohne weiteres zulässig. Die Bezeichnung Porphyroid im allgemeinen Sinne ist vorzuziehen.

Eine Untersuchung der Serizitporphyroide von der ebenfalls in der Grauwackenzone gelegenen Scholle am Hessenberg bei Edling (Lit. 5) ergab das analoge Ergebnis. Die Serizitporphyroide dieses Bestandes wiesen durchgängig Kalivormacht auf.

Die Physiographie verschiedener Porphyroide aus dem Profil Eggeralpe—P. 1996 stimmt in den wesentlichen Zügen mit dem von ANGEL (Lit. 1) aus der Grauwackenzone beschriebenen Typus des Metaquarzkeratophyrs überein.

Zwischen den Gesteinen mit quarzporphyrischer und jenen mit keratophyrischer Note stehen scheinbare Übergangsformen. ANGEL (Lit. 1) wies neuerdings darauf hin, daß diese Mannigfaltigkeit keiner primären Differentiation entspricht, sondern mit Vorgängen der Metamorphose in engem Zusammenhang steht. Er schreibt: „Ursprünglich dürfte der Gesamtchemismus wohl normal quarzporphyrisch gewesen sein, wenn auch mit starkem Natronanteil. Die keratophyrische Note, die heute die Analysen ausdrücken, ist aber mit einem ganz sicheren Teil auf die Umprägung zurückzuführen.“

Gerade die als Übergangsformen erscheinenden Gesteine dürften für die Erkenntnis der Vorgänge bei der Metamorphose in bezug auf Stoffverschiebungen, wie Kaliausfuhr und dadurch bedingte perzentuelle Natronanreicherung entscheidend sein. Ich bin gegenwärtig an der Aufsammlung dieses Materiales beschäftigt.

Obwohl die Porphyroide in größerer Zahl zufolge der Entwicklung neuer Textur und Struktur bei der epizonalen Durchbewegung und der beginnenden Aufsprössung einer kristalloblastischen Mineralfolge im Zuge

¹²⁾ Es spricht in diesen Fällen nichts dafür, daß die Quarzeinsprenglinge bis zur Unkenntlichkeit verschwunden seien. Auf das mengenmäßig variable Auftreten von Quarz- und Feldspateinsprenglingen weisen auch REDLICH und SELNER hin und bemerken „Wir haben es zweifellos mit Ergußgesteinen zu tun in welchen stärkere Differentiationen vorhanden sind“, weiter „Die orthoklasreichen Varietäten nähern sich den Quarzporphyren“.

Das Gestein mit Albit als alleinigem Einsprengling scheint im vormetamorphen Stadium mit dem von ESKOLA beschriebenen Albitfelsitporphyr übereinzustimmen.

der Umkristallisation bereits Züge kristalliner Schiefer aufweisen, ist der Effusivcharakter der Gesteine auch in diesen Fällen fast durchwegs noch an Relikten kennbar. Die vulkanogenen Metamorphite besitzen deutliches blastoporphyrisches Reliktgefüge. Die felsitische Grundmasse ist zumeist sehr weitgehend durch ein mehr oder minder schieferiges, granoblastisches Grundgewebe aus Quarz und Serizit unter partienweise verschleierter Wahrung des Bildes ursprünglicher Schlierigkeit und Fluidaltextur ersetzt.

b) Einsprenglingsfrei.

Es sind dichte, lichtgraue bis graue oder graugrüne Gesteine. In der metamorphen Form tritt an die Stelle der felsitischen Grundmasse ein aus Quarz und Serizit bestehendes Grundgewebe. Seine Ausbildung stimmt völlig mit der Entwicklung des Grundgewebes in der einsprenglingführenden Reihe überein.

Metafelsitfels. Die graugrünen Handstücke sind dicht und brechen splitterig. Im ersten äußeren Anschein besitzen sie Quarzithabitus. Nur der seidige Schimmer deutet auf so hohen Serizitgehalt, wie er den Quarziten nicht eigen ist. Doch kommt für dieses Mengenverhältnis von Quarz und Glimmer auch der Vergleich mit dem Glimmerquarzit und anderen Gesteinen der Grauwackenschiefer-Serie in Frage. Von letzteren Gesteinen unterscheiden sich die Belegstücke aber einerseits durch den splitterigen Bruch und andererseits durch das Fehlen des den Glimmerquarziten, wie überhaupt den Gesteinen der Grauwackenschiefer-Serie kaum jemals gänzlich mangelnden, bänderigen Baues aus Quarz- und Serizitlagen („feinschichtige Grauwackenschiefer“). Nach dem mikroskopischen Bild besteht das aus dem Umbau der Grundmasse stammende Grundgewebe aus Serizitschüppchen mit Untermengung durch Quarzkörnchen und Feldspatleistchen. Die Anlage eines s (tektonisch) ist erkennbar. Die Gesteine werden von zahlreichen Klüften durchrissen, welche Karbonat, Chlorit und Erz füllen. Von größeren Rissen wuchern die jüngeren Bildungen gelegentlich auch nach Spältchen in solchem Ausmaß ins Grundgewebe, daß durch sie Grundgewebsteile voneinander isoliert werden.

Die Gesteinsreihe umfaßt metamorphe, einsprenglingfreie Lavaprodukte. Die wichtigste Stütze für die Erkennung ihrer wahren Natur sind bei der petrographischen Untersuchung die Beobachtung des völlig übereinstimmenden Grundgewebes mit dem der einsprenglingführenden Porphyroide und das Vorliegen entsprechender Übergangsformen. Bei der Arbeit im Felde muß sich die Beobachtung vornehmlich auf die Verbandsverhältnisse stützen.

2. Tuffite.

In allen untersuchten Gesteinen liegen metamorphe, mehr oder minder mit Paramaterial gemengte Tuffe vor. Der magmatische Anteil tritt gelegentlich durch größere Quarz- und Feldspatkristalle oder deren Reste markiert, makroskopisch hervor. Als Stoffbeimischung erscheint quarzitisches Gewebe.¹³⁾ Gegenüber Porphyroiden dürfte an manchem Hand-

¹³⁾ Da silifizierte Tuffe in diesem magmatischen Stamm nicht selten sind, könnten in diesen Gesteinen für den Quarzreichtum auch derartige Vorgänge in Frage kommen und eine Stoffbeimischung vortäuschen. Für die eindeutige Auskunft reicht mein Untersuchungsmaterial nicht aus.

stück das unstete Bild als Hinweis auf die Inhomogenität dieser Gesteine gewertet werden. Wiederholt besitzen diese Glieder als Ergebnis der Umformung quarzitisches oder serizitschieferigen Charakter.¹⁴⁾

Die Beschreibung einiger derartiger Gesteinstypen zeigt:

Stark gemengter Tuffit. Das äußere Kleid hat im allgemeinen quarzitisches Habitus. Einige größere Plagioklase und Quarze sind erkennbar. Das splitterig brechende Gestein besitzt schwache Schieferung. Das Schliffbild läßt gemengten Stoffbestand erkennen. Als Vermengung mit dem tuffigen Anteil sind die Quarznester aus Individuen einer Kornklasse aufzufassen, in denen außerdem wenig Serizit und einzelne klare, grobverzwillingte Albite auftreten. Einzelne Quarznester sind nachträglich linsig verformt worden. Ihr Aussehen erinnert an die Mandelhohlräumfüllung. Doch sind Unterschiede kenntlich. Das Quarzkorngewebe der Tuffe weist Regelung in s auf und zeigt gelegentlich Wechsellagerung von feinerem und größerem Quarzkorn. Die stoffliche Zusammensetzung der Linsen aus Quarz, Serizit und Albit stimmt völlig mit der der Quarzite der Grauwackenschiefer-Serie überein. Relikte von größeren Quarz- und Plagioklaskristallen sind einwandfrei erkennbar.

Gemengter Tuffit. Auf den Mischcharakter deutet das unruhige Textur- und Strukturbild. Längs schwach entwickelter s-Flächen ziehen Kalzithäutchen. Nach dem Schliffbild stellen die makroskopisch flaserigen, mittelkörnigen Quarzpflaster Stoffbeimischung dar. Dagegen dürften feinkörnige Gemenge aus Serizit und Quarz umgebauten Lavafetzchen entsprechen. Relikte von größeren Plagioklaskristallen sind zu erkennen. In beachtenswerter Menge ist Chlorit vorhanden. Da der Chlorit gelegentlich ungestört durch beide Stoffanteile des Gesteines zieht, ist für ihn sekundäre Bildung sehr wahrscheinlich.

Gemengter Tuffit. Das Handstück bietet dichtes, graues Gewebe. Nach Einsprenglingsart treten lichte, lokal von ockerigen Bildungen umsäumte Linsen. (20×5 mm) auf, deren Anordnung im Großbild undeutliches Parallelgefüge erzeugt. Die wechselnde Größe dieser Formen läßt bereits im makroskopischen Bild echte Einsprenglingsnatur zweifelhaft erscheinen. Nach dem Dünnschliffbild bestehen diese Gebilde aus grobkörnigem Quarz, klarem Albit, etwas Serizit und Chlorit. Sie gehen aus Stoffbeimischung hervor. Die wenigen, größeren Quarz- und Mikroklinperthitkristalle sind stark mechanisch zerlegt.

Der Tuffbestand der Porphyroiddecken ist im allgemeinen schwierig von den Lavaabkömmlingen auseinanderzuhalten und im Felde wohl kaum mit größerer Sicherheit abzugrenzen. Metamorphose und Umformung sind die Ursachen für die Erzeugung der verwandtschaftlichen Züge des Kleides von Porphyroid und Tuffit.

Tuffabkömmlinge sind in der „Blasseneckserie“ bereits bekannt.

¹⁴⁾ Bei Gesteinen, die im Profil Eggeralpe—P. 1996 äußerlich quarzitisches oder serizitschieferiges Kleid besitzen, ist die Möglichkeit folgender Gesteinsformen gegeben: a) Sedimentabkömmlinge, wie Quarzite, Glimmerquarzite, Serizitschiefer usw. b) Gesteine im metamorphen Kleid, die durch Umbau und Umformung von felsitischen Porphyroiden und von Tuffen herzuleiten sind.

HIESSLEITNER beschreibt von der Porphyroidscholle im Finstergraben bei Radmer Randzonen, die er als Mischbereiche anspricht. Nach der allgemeinen Bemerkung vermute ich, daß darunter auch gemengte Tuffformen verborgen sind.

HAMMER spricht von Tuffen der Blasseneckporphyroide, gibt aber von ihnen kein näheres Bild.

Schließlich betont ANGEL (Lit. 1), daß Tuffe dieser Serie heute als hellgelbgrüne, ölige, dichte Serizitschiefer vorliegen.

Schrifttum.

1. ANGEL, F., Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, Bd. 68, 1919. — Über Gesteine vom steirischen Erzberg. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steierm., Bd. 64/65, 1929. — Gesteine der Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steierm., Bd. 60, 1924. — Bericht. VIII. Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. Fortschritte der Mineral. etc., Berlin, 1939. — Unser Erzberg. Mitt. d. Naturw. Vereines f. Steierm., Bd. 75, 1939.

2. CORNELIUS, H. P., Aufnahmsberichte über Blatt Mürzzuschlag. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1929, 1930 und 1933.

3. HAMMER, W., Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steierm.), Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1932.

4. HAUSER, L., Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1938. — Der Zug der Grungesteine in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. Zentralbl. f. Mineral. etc., 1938. — Petrographische Begehungen in der Grauwackenzone der Umgebung Leobens. I. Hornblendegarbenschiefer. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1936. — II. Gesteine mit Granat-PorphYROblasten. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937. — III. Marmore. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938. — Die diabasischen Effusiva in der Grauwackenschiefer-Serie zwischen Mur- und Ennstal. Neues Jahrb. f. Mineral. etc., Beil.-Bd. 75, Abt. A, 1939.

5. HAUSER, L. und METZ, K., Serizitporphyroide von Edling bei Trofaiach. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1935.

6. HIESSLEITNER, G., Zur Geologie der erzführenden Zone von Radmer bei Hieflau. Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 1930.

7. METZ, K., Die Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. Zentralbl. f. Mineral. etc., 1937.

8. REDLICH, K., und SELLNER, F., II. Die Radmer. Mitt. Geol. Gesellsch., Wien, 1922.

9. SPENGLER, E. und STINY, J., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Eisenerz, Wildalpe, Aflenz. Geol. Bundesanst. Wien, 1926.

Neue Analysen von kristallinen Gesteinen des Südrandes der böhmischen Masse.

Von **Leo Waldmann** und **Oskar Hackl**.

Petrographischer Teil von **LEO WALDMANN**.

Dunkler Norit von Artolz.

Er steckt als mittelkörniger Einschluß im quarzführenden Hornblende-biotitdiorit. Seiner chemischen Zusammensetzung nach gehört er der hornblenditischen Magmenfamilie an. An seinem mineralogischen Aufbau beteiligen sich in der Hauptsache zur Hälfte Hypersthen, zu einem Drittel Bytownit, schließlich etwas Diopsid und Biotit.

Biotitreicher Norit von Klein-Zwettl.

Dieser durchbricht in einem kleinen Stocke die Kordieritgneise des Granitrandes. Mineralogisch erinnert er an die Sebastianite LACROIXS (1917). Er besteht aus einem Gemenge quadratzentimetergroßer, poikilitisch von basischem Plagioklas (Labrador-Bytownit) durchschossener Biotitblätter, reichlich Hypersthen, gemeinem Augit, braungrüner Hornblende und der üblichen Akzessorien.

Freistädter Granodiorit von Maria-Schnee.

Er nimmt den größten Teil des Raumes zwischen Kaplitz-Käfermarkt und Karlstift ein. Die untersuchte, am häufigsten verbreitete Spielart ist gleichmäßig mittelkörnig, hellgrau. Bezeichnend sind die gut umrissenen Biotitblätter. Das Gestein ist ein schönes Beispiel für die granodioritische Magmenfamilie. Zur Hälfte besteht es aus Plagioklas (Andesin), zu einem Viertel aus Quarz, einem Sechstel aus Biotit und einem Zwölftel aus Kalifeldspat.

Karlsteinit von Jarolden.

Dieses Gestein wurde bereits früher beschrieben. Es steckt als NW-streichender Gang im Gabbroamphibolit von Waidhofen an der Thaya. Es stimmt gut überein mit den übrigen Karlsteiniten (Blatt Drosendorf). Unter den Gemengteilen herrscht der Mikroklin etwas über die Alkalihornblende, den Quarz und den Titanit vor. Auffällig ist der verhältnismäßig hohe Zirkongehalt.

Die Karlsteinite schließen sich chemisch und dem Mineralbestande nach unmittelbar den kalireichen Massengesteinen des Balkans an, die STR. DIMITROW aus der weiteren Umgebung von Sofia beschrieben hat.

Analytisch-chemischer Teil von OSKAR HACKL.

	Dunkler Norit Artolz	Biotitreicher Norit Klein-Zwettl	Granodiorit Maria-Schnee	Karlsteinit Jarolden
SiO ₂	51,58%	47,48%	66,44%	60,16%
TiO ₂	0,89%	1,41%	0,54%	2,27%
Al ₂ O ₃	12,73%	18,35%	16,39%	9,20%
Fe ₂ O ₃	0,85%	1,12%	1,58%	3,68%
FeO	10,51%	7,83%	1,78%	2,80%
MnO	0,12%	0,14%	0,03%	0,03%
CaO	6,17%	10,07%	3,28%	3,00%
MgO	12,64%	6,98%	1,21%	3,78%
K ₂ O	0,89%	1,88%	2,80%	9,66%
Na ₂ O	1,60%	2,19%	4,18%	2,22%
H ₂ O bis 110° C	0,50%	0,52%	0,52%	0,26%
H ₂ O über 110° C	0,82%	1,01%	0,62%	0,53%
CO ₂	0,20%	0,30%	0,15%	0,29%
P ₂ O ₅	0,41%	0,24%	0,16%	1,12%
Gesamt-S	0,07%	0,25%	Spur, unter 0,01%	Spur, unter 0,01%
Cr ₂ O ₃	0,15%	0,05%	Spur, unter 0,01%	0,02%
BaO	0,04%	0,11%	0,06%	0,73%
ZrO ₂	nicht bestimmt	nicht bestimmt	0,02%	0,29%
Beryllium	nicht bestimmt	unter 0,01%	nicht bestimmt	nicht bestimmt
Uran	nicht bestimmt	nicht nachweisb.	Spur	Spur
F	nicht bestimmt	nicht bestimmt	nicht nachweisb.	0,02%
Summe	100,17%	99,93%	99,76%	100,06%
minus O für F				0,01%
				100,05%

Über die angewendeten Analysenmethoden wäre in gedrängter Kürze unter Hinweis auf ausführliche frühere Veröffentlichungen des Verfassers (O. H.) folgendes zu bemerken:

Die Aufschließung der Hauptportion erfolgte durch Soda. Die Kieselsäure wurde durch zweimaliges Eindampfen mit Salzsäure abgeschieden und mit Flußschwefelsäure zwecks Rückstandsbestimmung behandelt. Die zweimalige Ausfällung der Sesquioxyde erfolgte durch Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd, worauf die Trennung und Bestimmung des Mangans, Titans, Gesamteisens usw. nach den vom Verfasser (O. H.) in der Zeitschrift für analytische Chemie (Bd. 105, S. 81) bereits mitgeteilten Methoden ausgeführt wurde. Sowohl Kalzium als auch Magnesium wurde durch doppelte Fällung als Oxalat, beziehungsweise Ammonphosphat bestimmt.

Die Alkalien wurden durch die Aufschließung nach SMITH abgeschieden und mit Platinchlorid getrennt.

Für die Bestimmung des Eisenoxydulgehaltes gelangte die Methode von WASHINGTON zur Anwendung.

Das Gesamtwasser wurde durch ein Verfahren mit neuer Apparatur bestimmt, unter Benützung eines starken Reihenbrenners für Hochtemperatur, mit kleinem Kachelofen zur Konzentrierung der Hitze, entwässertem

Borax als Aufschließungsmittel, Sicherung gegen einen möglichen Fehler aus einer Wasserzersetzung durch das Eisenoxydul, Diffusionskörper und Ausführung eines Blindversuchs; direkte Wägung des Wassers nach Adsorption. Die Einzelheiten sollen gelegentlich veröffentlicht werden.

Die Bestimmung der Kohlensäure erfolgte wie gewöhnlich.

Phosphorsäure und Gesamtschwefel wurden nach Sodaaufschließung wie üblich ermittelt, Baryum und Zirkon nach den Methoden von HILLENBRAND.

Die Chrombestimmung erfolgte kolorimetrisch nach dem vom Verfasser bereits mitgeteilten Verfahren (Chemiker-Zeitung 1920, Nr. 9).

Zur Bestimmung des Berylliums kam eine Methode zur Verwendung, welche vom Autor nach vielen Vorversuchen auf Grundlage der Oxidation ausgebildet wurde; es sind aber noch nicht alle bezüglichen Fragen so weit geklärt, daß das ganze Verfahren schon reif zur Veröffentlichung wäre.

Fluor und Uran wurden nach den vom Autor mitgeteilten Methoden *)

Für die Mitwirkung bei Ausführung der Analysen sei Herrn Ing. K. FABICH gedankt.

Arbeiten.

DIMITROW, STR., Jahrb. Univ. Sofia, Phys.-math. Fak., 31/1935, 33/1936—1937.

HACKL, O., und WALDMANN, L., Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien. 85/1935.

LACROIX, A., Compt. rend. Acad. Paris, 165/1917.

NIGGLI, P., Schweiz. min. petr. Mitt., 16/1936.

TRÖGER, E., Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin, 1935.

WALDMANN, L., Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1937—1939. Min. petr. Mitt., 49/1937.

*) O. HACKL, Zeitschr. f. analyt. Chemie, Bd. 97, 254; Bd. 116, 92; Bd. 119, 321. bestimmt.

Berichtigungen

zu Karte und Profiltafel in der Arbeit von KARL METZ,
Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben.

1. Karte.

In der Farbenerklärung fehlen bei Serpentin die senkrechten blauen Schraffen; bei Fleckengrünschiefer usw. sind die grauen Schraffen schräg, während sie in der Karte horizontal sind.

Nordöstlich Triebenstein ist die Fortsetzung der unterbrochenen roten Linie (Hauptbewegungsbahn) zwischen Triebensteinkalk und Phyllonit ausgeblieben.

Westlich Magdwieseck ist unter dem südlichsten Marmorvorkommen der schmale grüne Streifen (Grünschiefer) ausgeblieben.

2. Profiltafel.

Fig. 4: Der weiß gebliebene Streifen bei „Kurze Teichen“ soll grün sein.

Fig. 12: In dem weißen Streifen mit Querlinien am W-Ende sind blaue Punkte (= dunkle tafelige Kalke) zu setzen.

Fig. 15: Der graue Aufdruck des Diabases von P. 1308 ist senkrecht, gegenüber waagrecht in der Karte und schräg in der Legende.

Fig. 16: Die Strichelsignatur des Diabases — die in der Legende nicht vorkommt — deutet nur das Fallen der s-Flächen an.

Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal.

II. Teil. Bewegungsbild der Silberekmulde.

(Mit 1 Kartenskizze, 1 Profiltafel, 1 Tektonogramm, 4 Lichtbildertafeln und 14 Textfiguren.)

Von **Christof Exner.**

Inhalt.

Einleitung	241
Erforschungsgeschichte	243
Die östliche Silberekmulde nördlich vom Waschgang	247
Der Silberek-NO-Kamm	248
Das lokale Vordringen des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silberekmulde	252
Die Stirnfalte des Liegendmarmors	258
Der Schurfspez-O-Kamm	262
Der O-Abschluß der Silberekmulde im Einzugsbereiche der Lieser	266
Die östliche Silberekmulde südlich vom Waschgang	270
Das obere Melnikkar	271
Das untere Melnikkar und die Schober-SW-Flanke	273
Die westliche Silberekmulde	281
Der Faltenmechanismus der Silberekmulde	283
Richtlinien	283
Das Bewegungsbild	284
Weitere Beobachtungen und Verallgemeinerungen zum Bauplan der Silberekmulde	287
Die Regionalgeologische Stellung der Silberekmulde	292
Stratigraphie	292
Tektonik	296
Baustil	299
Zusammenfassung	302
Schrifttum	304

Einleitung.

Von Badgastein bis zum Pflüghof im Maltatal begleitet ein einheitliches Gesteinsband der Tauernschieferhülle den N- und O-Saum des Ankogelzentralschiefermassivs. 32 km lang und maximal 2,5 km breit nimmt

die Silbereckmulde, wie wir diese Zone nach ihrer reichsten Ausbildung am mehrgipfeligen Silbereck nennen wollen, gegenüber dem Schieferhüllengürtel am Außenrande der Hohen Tauern eine gesonderte Stellung ein.¹⁾

Die tektonische Bedeutung der Silbereckmulde wird durch ihre Lage innerhalb des Raumes der Zentralgneise gekennzeichnet. Über den flach abdachenden Gneisbänken des Ankogelmassivs folgen die N-, beziehungsweise NO-einschießenden Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Phyllitlagen der Silbereckmulde. Granit- und Aplitgneis einer zweiten, tektonisch höher gelegenen Zentralgneiseinheit (Hochalmdecke²⁾ überlagert konkordant die Gesteine der Silbereckmulde. Erst darüber breitet sich die Schieferhüllenzone der nördlichen Hohen Tauern aus, die sich auch um das O-Ende der Tauern (Katschbergzone) herumschlingt und im S das Gneismassiv der Hochalmspitze und des Reißbecks ummantelt.

Die unerwartet günstigen Aufschlüsse der östlichen Silbereckmulde vermitteln ein klares Bild der Gebirgsbewegung. Die westliche Silbereckmulde lernte ich auf Übersichtsbegehungen kennen. Somit ist der Zeitpunkt gekommen, die Tektonik der gesamten Silbereckmulde von einheitlichen Gesichtspunkten aus zu betrachten. Überschreiten wir auch durch Einbeziehung der westlichen Silbereckmulde den engeren Raum des Tauern-O-Endes zwischen Mur- und Maltatal, so stützt sich doch sinngemäß das

¹⁾ Die neugewählte Bezeichnung Silbereckmulde bedarf einer Erläuterung.

F. BECKE nannte den „Komplex von hochkristallinem Glimmerschiefer, Quarzit und Marmor“, den er für einen aus der Basis der N-Schieferhülle abgespaltenen Teillappen hielt, nach seiner im Landschaftsbild am großartigsten in Erscheinung tretenden Entwicklung am Silbereck „Silbereckscholle“. Später wurden bei Umdeutung der geologischen Lagerungsverhältnisse im Zuge der Deckenlehre die Ausdrücke „Lieserfenster“ (V. UHLIG) und „Liesermulde“ (L. KOBER) geprägt.

Infolge der beträchtlichen Längserstreckung stellt unser Schieferhüllenband ein wichtiges Strukturelement der östlichen Hohen Tauern dar. Es ist daher der Ausdruck „Scholle“, der im allgemeinen für unbedeutende und mehr lokal ausgebildete derartige Vorkommen Verwendung findet, abzulehnen. F. BECKE verband ja auch mit dem Begriffe „Silbereckscholle“ die Vorstellung intrusiven, lagergangartigen Eindringens des Zentralgneises in die Schieferhülle, wodurch deren basale Teile abgetrennt worden wären und daher heute als isolierte Schollen inmitten des Zentralgneises vorliegen sollten. Aber auch die beiden Ausdrücke „Lieserfenster“ und „Liesermulde“ sind für die Gesamtbezeichnung der Zone nicht günstig gewählt. Der oberste Talschluß der Lieser wird von unserer Schieferhüllenzone bloß auf 4 km Länge gequert, während den Einzugsgebieten des Maltaflusses, der Mur und der Großarler Ache weit bedeutendere Abschnitte zukommen.

Im Interesse einer einheitlichen Bezeichnungsweise der die Zentralgneismassen der östlichen Hohen Tauern trennenden Schieferhüllenzonen (Fleiß-, Malnitzer, Seebacher Mulde) erscheint der neue Namen Silbereckmulde gerechtfertigt.

²⁾ Der Zusammenhang der Zentralgneislage im Hangenden der Silbereckmulde mit dem Gneismassiv der Hochalmspitze, den L. KOBER 1920 konstruierte, scheint gewährleistet zu sein. Die Tatsache, daß dieselbe Schieferhüllenzone, die das Hochalmmassiv im S umgibt, auch im N über dem erwähnten Gneisband liegt, spricht für die Richtigkeit dieser tektonischen Auffassung.

In der vorliegenden Arbeit wurde davon Abstand genommen, durch Einführung eines neuen Lokalnamens zur Bezeichnung der erwähnten Zentralgneislage im Hangenden der Silbereckmulde (etwa „Mureckdecke“, entsprechend dem „Mureckgneis“ F. BECKES), den nun schon einmal gebräuchlichen Namen Hochalmdecke zu ersetzen. Erst eine abschließende regionalgeologische Untersuchung des gesamten Ankogel-Hochalm-Massivs wird lehren, ob die Bezeichnung Hochalmdecke im Sinne L. KOBERS wirklich gerechtfertigt ist.

Hauptgewicht der vorliegenden Arbeit auf die geologische Neuaufnahme der östlichen Silbereckmulde.³⁾

Meine Heranziehung als auswärtiger Mitarbeiter der Reichsstelle für Bodenforschung im Sommer 1939 (geologische Kartierung auf Blatt 5151/3 und 4, St. Michael) kam dieser Arbeit sehr zustatten. Für diese Förderung möchte ich dem Leiter der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, Herrn Bergrat Dr. H. BECK, ergebenen Dank aussprechen.

Dem unermüdlichen Alpengeologen und Tauernforscher Herrn Doktor H. P. CORNELIUS danke ich neben einer für mich sehr lehrreichen Exkursion in seiner Begleitung in der westlichen Granatspitzgruppe kurz vor Kriegsbeginn wertvolle Hilfe und Ratschläge für die Fertigstellung der Arbeit zur Drucklegung.

Für den Druck der Lichtbilder hat der Deutsche Alpenverein eine Beihilfe gewährt, wofür ich demselben bestens danke.

Das Manuskript war bereits im Jahre 1939 abgeschlossen. Einige Ergänzungen sowie die Zeichnungen wurden in Ruhepausen während des Dienstes in der Wehrmacht ausgeführt. Wer Ähnliches versucht hat, kennt die Schwierigkeiten eines solchen Beginns und wird sie der Ausführung dieser Arbeit zugute halten.

Adolf-Hitler-Lager, Jüterbog.

Erforschungsgeschichte.

Die großen Leitlinien und Epochen geologischer Forschung in den östlichen Hohen Tauern hat A. WINKLER dargestellt. Wir können uns daher auf einen kurzen geschichtlichen Überblick der Lokalforschung im Raume der Silbereckmulde beschränken.

Nach D. STUR (1854) steht der Zentralgneis am Hafnereck saiger an und neigt sich von hier gegen N und S, so daß eine Art umgekehrten Fächers gebildet wird. Die Lagerungsverhältnisse der Silbereckmulde sind D. STUR bereits in ihren wesentlichen Zügen bekannt.

D. STUR verfolgt die körnigen Kalke vom Mureck bis zum Ausgange des Altenbergtales und kennt sie auch vom Lieserursprung im Pöllatal. Die Kalke liegen dem Gneis konkordant auf. In ihrem Hangenden stellt sich abermals Zentralgneis in bedeutender Mächtigkeit ein. In einem vom Hafnereck gegen N gerichteten Profil ist die konkordante Einschaltung der Silbereckmulde zwischen beiden Gneismassen eindeutig wiedergegeben. Heute ist uns dieses Bild vermittels der Deckenlehre geläufig. Für die damalige Zeit, da theoretische Erklärungsmöglichkeiten ausstanden, bedeutete dies eine weit voraneilende Erkenntnis. Doch gerieten diese frühen Beobachtungen D. STURS in der Folgezeit ganz in Vergessenheit, bis sie siebzig Jahre später A. WINKLER wieder ans Tageslicht brachte.

Beachtenswert ist, daß D. STUR das Auftreten körnigen Kalkes inmitten des Zentralgneises als eine Eigentümlichkeit des Ankogelmassivs erklärt.

Von G. GEYER (1892, 1893) wurde die erste geologische Kartierung eines Teiles der Silbereckmulde durchgeführt.

Die Verdienste G. GEYERS um die geologische Erforschung im Raume der Silbereckmulde und ihrer Umgebung hat bereits F. BECKE eingehend gewürdigt. In Bezug auf die gesamttektonische Stellung der Silbereckmulde stehen die Beob-

³⁾ Der bereits erschienene I. Teil beschäftigt sich mit den Gesteinen und der Schichtfolge innerhalb des Gesamtgebietes zwischen Mur- und Maltatal; Teil III wird die Tektonik der Katschbergzone behandeln.

achtungen G. GEYERS den weit voraneilenden Erkenntnissen D. STURS insofern nach, als er gerade eines der wesentlichsten Momente, nämlich, um in unserer heutigen Sprache zu sprechen, die Lagerung des Hochalmgneises über der Silbereckmulde nicht erkannte.

Geleitet von der theoretischen Vorstellung, „daß die mächtigen Gneisgranite des Ankogelmassivs, welche als flach kuppelförmige Aufwölbung, deren Längsachse von NW nach SO gerichtet ist, ... das älteste Schichtglied repräsentieren, das in jenem Teile der Ostalpen noch an die Erdoberfläche tritt“, zählt G. GEYER die Zentralgneise im Hangenden der Silbereckmulde ebenso wie diese selbst der Tauernschieferhülle zu: „An mehreren Punkten des von mir untersuchten Gneisrandes treten an der Basis der Schieferhülle Gesteine auf, die petrographisch als helle flaserig-schiefrige Gneise zu bezeichnen wären, aus stratigraphischen Gründen jedoch bereits zu der hangenden Serie gerechnet wurden.“

Erst fünfzig Jahre nach D. STUR entdeckte F. BECKE die wahre tektonische Stellung der Silbereckmulde von neuem.

Anschließend an seine Studien im NW-Randgebiet des Hochalmkerns traf F. BECKE (1906) in der Gegend westlich des Murtörls, rings von Gneis umgeben, von der Liegendgrenze der zusammenhängenden Schieferhülle im N durch eine 500 m mächtige Lage hellen Granitgneises getrennt, „eine Scholle von Kalkmarmor und Quarzit“ an. Eine zweite Scholle am oberen Murtörl „erreicht beträchtliche Mächtigkeit und scheint sich ins Murtal fortzusetzen“.

Wirklich konnte F. BECKE in den folgenden Jahren 1907 und 1908 diese „Scholle“, welche er für eine mehr oder weniger lokale Abspaltung der zusammenhängenden Schieferhülle im N der Tauern (Hochalmschieferhülle) hielt, über die südlichen Quertäler des oberen Murtales hinüber zum hochgelegenen Talschluß der Lieser und weiterhin bis ins Melnikkar verfolgen. Dabei nimmt die Mächtigkeit der Scholle bedeutend zu. Ihr anfänglich am Murtörl O—W gerichtetes Streichen mit N-Einfallen geht in „sanftem Bogen“ in WNW- und schließlich in NW-Streichen mit NO-Fallen über. Den Zentralgneis im Liegenden bezeichnet F. BECKE als Hafnereckgneis, den im Hangenden nach der nördlich vom oberen Murtörl gelegenen Bergspitze als Mureckgneis. „Die Lagerungsverhältnisse sprechen ferneer dafür, daß die Mächtigkeit der Schiefer nach unten zu wächst, daß man es also mit einem von unten her in die Gneismasse eindringenden Schieferlappen zu tun hat, der möglicherweise in der Tiefe und gegen N mit der eigentlichen Schieferhülle zusammenhängt. Beweise läßt sich das allerdings nicht; es könnte sich auch ebensogut um eine ganz (das heißt auch nach unten zu) im Gneis schwimmende Scholle handeln.“

Die sehr anschauliche, in der Tauernliteratur häufig zitierte geologische Detailbeschreibung der „Silbereckscholle“ durch F. BECKE enthält eine Fülle wertvollster Beobachtungen. Die knappe sachliche Darstellung, aus der doch die freudige Hingabe des großen Forschers zu den neugewonnenen feldgeologischen Erkenntnissen spricht, verleihen diesen beiden letzten Aufnahmsberichten F. BECKES aus den Hohen Tauern und Zillertaler Alpen ihren eigenen Reiz. Im Text wird sich mehrfach Gelegenheit bieten, auf die Beschreibung F. BECKES hinzuweisen.

V. UHLIG griff die Anregung F. BECKES, wonach die Silbereckscholle nach der Tiefe an Mächtigkeit zunehme, auf und verband in seinem „Schematischen Durchschnitt des mittleren Teiles der Ostalpen“ die Silbereckscholle unter dem hangenden Zentralgneis (Mureckgneis BECKES) hindurch mit der geschlossenen Schieferhüllenzone im N der Tauern. Der hangende Zentralgneis stellt demnach eine mechanisch an ihre heutige Stelle von S her vorgeschobene Decke dar. Fensterartig taucht die „Lepon-tinische Schieferhülle“ in Gestalt der Silbereckscholle im S unter dieser „Lepon-tinische Zentralgneisdecke“ auf (daher Lieserfenster).

Damit war ein großer Schritt nach vorwärts getan. Nun konnte die Auflösung der östlichen Hohen Tauern in Deckensysteme beginnen.⁴⁾

Von besonderem Interesse war die Frage, wo denn eigentlich die Wurzel der „Lepontinischen Zentralgneisdecke“ gelegen ist. V. UHLIG dürfte in der Beschreibung F. BECKES diesbezüglich einen Anhaltspunkt gefunden haben, als F. BECKE das Auskeilen der Silbereckscholle in der Gegend des Waschganges und Melnikares beschreibt. Hier endet auch, soviel sich aus dem angeführten Deckenquerschnitt entnehmen läßt, die Lepontinische Zentralgneisdecke V. UHLIGS.

Ganz anders aber mußte die Frage nach der Wurzel der „Lepontinischen Zentralgneisdecke“ sowie die gesamte tektonische Stellung der Silberbeckmulde gewertet werden, da L. KOBER daranging, nach westalpinem Muster das Gebirgssystem der östlichen Tauern in eine Reihe übereinandergelegter Deckfalten aufzulösen. Das gesamte Ankogelmassiv erscheint ihm als ein gewaltiges Fenster, das rings von der höheren Deckeneinheit, der Hochalmdecke, umrandet wird. Die Silberbeckmulde stellt bloß den nördlichen und östlichen Fensterrahmen dar.

Solchermaßen enthüllt L. KOBER große und allgemeine Zusammenhänge im Aufbau der östlichen Hohen Tauern: „Der Stammkörper der Hochalmdecke schiebt nach N über die Ankogeldecke ein Stirnschild vor. Er überwölbt die ganze tiefere Decke und taucht stirnend nach N in die Schieferhülle ... Die Liesermulde bildet eine Kuppel über der Ankogeldecke. Sie wölbt sich über die Ankogeldecke im Profil zwischen dem Kleinen Sonnblick und der Oblitzen. Dann taucht sie nach S hinab, ins Melnikkar.“

Die Wurzel der im N so ungemein deutlich aufgeschlossenen Zentralgneisdecke (Hochalmdecke) mußte also nach L. KOBER weit im S, vom mächtigen Stammkörper der Hochalmmasse verdeckt, südlich vom Ankogelfenster angenommen werden. Auf die weitere, schon fern der Silberbeckmulde gelegene S-Begrenzung des Fensters der Ankogeldecke, die L. KOBER entlang einiger Glimmerschiefer-Amphibolit-Zonen inmitten des Zentralgneises verfolgt, sei hier bloß hingewiesen.

In der einfachen schematischen Darstellung L. KOBERS werden, worauf A. WINKLER mit Nachdruck hinwies, grundlegende Beobachtungen F. BECKES am SO-Ende der Silbereckscholle vernachlässigt, zum Beispiel das Auskeilen der Kalkmarmore in der Umgebung des Waschganges, die Auflösung der Silberbeckmulde in vereinzelte tiefer gelegene Marmorschollen im Zentralgneis des Melnikares usw. Vor allem ist es unrichtig, daß im „Tektonogramm des östlichen Tauernfensters“ von L. KOBER Marmor und Schiefer der Silberbeckmulde auf der dem Maltatal zugewandten Bergseite steil S-fallend eingetragen sind.

Eine durchaus andere Deckengliederung will R. STAUB geben.

Im Gegensatz zu L. KOBER faßt R. STAUB Ankogel- und Hochalmmassiv zu einer Deckeneinheit zusammen, die er Hochalmdecke nennt. Von dieser zu einer Einheit verschweißten Ankogel-Hochalm-Gneismasse trennt nun aber R. STAUB den Hangendgneis der Silbereckscholle als höhere Deckeneinheit, und zwar diesmal als tektonisches Äquivalent der Sonnblickdecke ab. Er nennt diese Deckeneinheit (Lepontinische Zentralgneisdecke V. UHLIGS, Hochalmdecke L. KOBERS) Silberbeckdecke, da er meint, daß der Gipfel des Silbercks in ihr gelegen wäre.

A. WINKLER hat im Gebiete des Sonnblicks gezeigt, daß der Baustil der östlichen Hohen Tauern nicht einem System mächtiger, übereinander-

⁴⁾ In dem Aufsatz V. UHLIGS „Der Deckenbau in den Ostalpen“ (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. II, 1909) findet sich eine Notiz, in der eine nähere Beschreibung der tektonischen Verhältnisse in der nördlichen Partie des Hochalmmassivs angekündigt wird. Diese Arbeit dürfte nicht mehr zur Ausführung gelangt sein.

gewälzter Tauchdeckenfallen entspricht, sondern daß die zu beobachtenden Zentralgneisdecken nur aus dem Dach der Zentralgneismassive abgespaltene Schubspäne darstellen.

Auf Grund eigener Erfahrungen und auf Grund der „exakten, grundlegenden Beobachtungen F. BECKES“ kommt A. WINKLER bei Beurteilung der gesamttektonischen Lage der Silbereckmulde zu dem Schluß, „daß der sichtbare Teil des Ankogel—Hochalm-Massivs sich an einer Schub- (Gleit-) Fläche von seiner Unterlage abgelöst und sich in bedeutendem Ausmaße und in verschiedenen Niveaus sehr namhaft in den Körper der Schieferhülle eingepreßt und keilartig eingeschoben hat. Im W wäre der Einschub unter dem Angertalmarmorniveau, im O dagegen teils unter (westlich und südwestlich der Liesermulde), teils über diesem (nordöstlich, östlich und südöstlich der Silbereckscholle) erfolgt“. In der Silbereckmulde „taucht ein tieferer, weithin von Gneis überschobener Schieferhüllekomplex in Form von steil NO-verflächenden Antiklinalen und keilartigen Schuppen aus dem Liegenden empor“.

Vom Moritzental bis einschließlich zum Silbereck-Bergmassiv mit kleinen Teilen der Umgebung des Lanischkessels und des Melnikkares ragt die Silbereckmulde in den Bereich der vom Deutschen Alpenverein herausgegebenen Karte der Ankogel—Hochalmspitz-Gruppe, 1 : 50.000, hinein, die von F. ANGEL geologisch aufgenommen wurde (im Erscheinen begriffen). Außer den grundlegenden gesteinskundlichen Untersuchungen F. ANGELS, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, ist bisher auch eine kurze zusammenfassende geologische Beschreibung der „Silbereckscholle“ erschienen (F. ANGEL, Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle, 21. August 1938, Exkursionsbericht zur 24. Jahresversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im August 1938 in Graz. Fortschr. d. Miner. usw., Bd. 23, II. Teil, 1939).

Meinem verehrten Lehrer Herrn Professor F. ANGEL danke ich nicht nur die Einführung in die Feldbeobachtung und in die Kenntnis der gesteinskundlichen Fragen der Silbereckmulde und ihrer Umgebung (siehe Einleitung zum I. Teil dieser Arbeit), sondern ich erhielt auch bei Begehungen unter Führung F. ANGELS im Jahre 1936 draußen im Feld wertvolle Anregungen zur geologischen Detailuntersuchung der östlichen Silbereckmulde. Wenn ich auch im Folgenden zu Anschauungen gelangt bin, die soweit sie die geologisch-tektonische Erforschung der Silbereckmulde betreffen, von denen F. ANGELS beträchtlich abweichen, so habe ich es keineswegs vergessen, daß es eben F. ANGEL war, der mich in der Natur draußen auf grundlegende tektonische Erscheinungen hinwies, die bisher von seiten der Geologen im Zuge der alles schematisierenden Deckenlehre gänzlich vernachlässigt wurden.

Im Text wurden Beobachtungen, die F. ANGEL anstellte und mir in großzügiger Weise zur Verfügung stellte, stets als solche gekennzeichnet. Einige der Feldbeobachtungen F. ANGELS sind hier erstmals veröffentlicht.

Es folgt eine kurze Übersicht und Stellungnahme zu den geologisch-tektonischen Ergebnissen F. ANGELS im Bereiche der Silbereckmulde:

Im Abschnitt IV des erwähnten Exkursionsberichtes wird an Hand des mit großer Sorgfalt aufgenommenen Schrovin-O-Profiles unter Berücksichtigung der Beobachtungen zwischen Murtörl und Melniktal eine Bauskizze der „Silbereckscholle“ gegeben, die „aber immer noch ganz wesentlich die Züge des Schrovin-profiles und Rotgüldentales zeigt“. Das „vereinfachte Modell des Faltenwurfes der Silbereckscholle“ stellt den Versuch dar, aus den komplizierten tektonischen Verhältnissen der westlichen Silbereckmulde (Schrovin-O-Profil) den Bauplan der gesamten Silbereckmulde abzuleiten. Doch gelangt F. ANGEL nicht, wie sich das

in der vorliegenden Arbeit für den Hauptteil der westlichen Silbereckmulde ergab, zum Baustil der Gleitbrett-Tektonik, sondern zu einem Faltenwurf mit 6 bis 7 antiklinalen und synklinalen Falten schlüssen, die in der Tiefe schon nach wenigen 100 m auskeilen und vom „Ankogelgranit“ abgelöst werden sollten.⁵⁾ Anzeichen für die unteren Faltenumkehrungen und Mulden, die nach F. ANGEL im Rotgüldental und anderen Taleinschnitten gegeben sein sollten, sind mir nicht bekannt.

In regionaltektonischer Hinsicht wird von F. ANGEL die Synthese L. KOBERS, soweit es sich um den gegenwärtig vorliegenden Gebirgsbau handelt (also ohne Rücksicht auf die Vorgänge, welche den heutigen Bau verursachten⁶⁾, in ihren großen Zügen angenommen, jedoch mit einigen Veränderungen, die sich aus der geologischen Neuaufnahme ergaben (zum Beispiel Fenster des „Ankogelgranites“ im Gößgraben usw.). In dynamisch-tektonischer Hinsicht stellen sich prinzipielle Unterschiede ein, die hier nur kurz angedeutet seien: Den „passiven, toten“ Zentralgneismassen L. KOBERS stellt F. ANGEL (bildlich gesprochen) „lebende Granitkörper“ entgegen, die in Form dickerer und dünnerer „Fladen“ und „Kuchen“ zwischen die aufgeblätternen altkristallinen Gesteinsserien mit ihren paläo- und mesozoischen Hüllen eingedrungen wären.

Die östliche Silbereckmulde nördlich vom Waschgang.

Das Bergmassiv des Silberecks bedeutet einen entschiedenen Grenzfeiler im Aufbau unserer Schieferhüllenzone. Von hier aus teile ich eine östliche und eine westliche Silbereckmulde ab. Beide verhalten sich ihrem tektonischen Stile nach recht verschieden, so daß dieser Grenzziehung ein tieferer Sinn innewohnt.

Das Gesteinspaket der westlichen Silbereckmulde wird von tektonischen Konkordanz beherrscht. Ohne Gesetzmäßigkeit, in scheinbar regelloser Aufeinanderfolge fällt Schichtplatte über Schichtplatte isoklinal N bis NO ein. Die Mulden- und Gewölbeschlüsse der ursprünglichen Falten sind ausgeplättet und meist unkenntlich. Vollends unentwirrbar wird der Bauplan durch die Unbeständigkeit der einzelnen Schichtglieder in der Streichrichtung, so daß wir eine einmal erkannte Faltenstruktur schon im Nachbarprofil vergebens suchen. Es ist der vielfach beschriebene „Gleitbrettbau“, der, so wie er beinahe die gesamte Tanernschieferhülle beherrscht, auch das tektonische Bild der westlichen Silbereckmulde kennzeichnet.

Schon von jeher wandte sich die Aufmerksamkeit der geologischen Beobachter in den Hohen Tauern ganz besonders denjenigen Stellen der Schieferhülle zu, wo sich nun doch liegende Falten und längere, im Streichen anhaltende Strukturelemente feststellen ließen. Von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet, tritt uns in der östlichen Silbereckmulde ein großartiger Gebirgsabschnitt entgegen: geschwungene Marmorfalten, spitz in

⁵⁾ Im Profil 5, c, (Maßstab zirka 1 : 5000) reichen die Faltenzüge der „Silbereckscholle“ nur 200 bis 300 m in die Tiefe.

⁶⁾ Es wäre meines Erachtens nach nützlich, zwei verschiedene geologisch-tektonische Betrachtungsweisen, mehr als dies zumeist geschieht, auseinanderzuhalten, wofür sich die beiden folgenden Ausdrücke verwenden ließen:

1. Die statisch-tektonische Untersuchung. Sie beschränkt sich auf die Feststellung der heutigen Lagerungsverhältnisse.

2. Die dynamisch-tektonische Untersuchung. Sie befaßt sich mit den Vorgängen, die den heutigen Bauplan verursachten.

die Phyllite von oben her eintauchende Marmorkeile, über 100 m mächtige, zum Teil rückgebogene Stirnfalten, Verfaltungen von Gneis und Marmor im großen wie im kleinen — um nur die allerauffälligsten Erscheinungen zu nennen — fesseln unsere Aufmerksamkeit und geben dem Beobachter Einblick in den Mechanismus des Bewegungsvorganges.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß sich die östliche Silbereckmulde vom Silbereck her in breiter Front bis zum Waschgang am wasserscheidenden Grenzkamm zwischen Lieser- und Maltatal hinzieht, hier aber plötzlich aussetzt und im Einzugsgebiet des Maltatales bloß mehr in Form einzelner isolierter, oft viele Kilometer hin zu verfolgender Marmorbänder inmitten des Zentralgneises vertreten ist. Der Waschgang bildet also eine weitere natürliche Grenze und wir wenden uns zunächst der geschlossenen Einheit der östlichen Silbereckmulde nördlich vom Waschgang zu.

Der Silbereck-NO-Kamm.

An die Spitze unserer Betrachtung sei das Profil des Silbereck-NO-Kammes gestellt, dem infolge seiner Lage beinahe senkrecht zur Streichrichtung besondere Bedeutung zukommt (Fig. 1). Von den beiden Gipfeln des eigentlichen Silberecks (P. 2807) zieht der schneidige Grat über S- und N-Ochsenkopf (P. 2755) zum Eisenkopf und über den kühn geschwungenen kleinen Eisenkopf hinunter zum ruinenartigen Blockkamm des Reiterberges.

Der Ankogelgneis (teilweise migmatitischer Aplit- und Granitgneis) baut den Silbereck-S-Gipfel auf. An der Einschartung wird er von der basalen Glimmerschiefer-Quarzit-Serie der Silbereckmulde konkordant überlagert (Woiskenschiefer, Serizit- und Gneisquarzit, 5 m, N 60° W, 20° N). Wohlgebankter Kalkmarmor baut den Grat des Silbereck-N-Gipfels bis zur tiefen Scharte hinunter auf. Darüber folgen Phyllite; sie bilden die unter 40° NO abdachenden, brettebenen Bratschenhänge der beiden Ochsenköpfe.

Im ersten Teil wurde bereits auseinandergesetzt, daß wir in der Anordnung von unten nach oben: 1. Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe, 2. Marmorgruppe, 3. Phyllitgruppe, die normale stratigraphisch bedingte Schichtfolge der Silbereckmulde erkennen. So wie im vorliegenden Silbereck-NO-Profil finden wir entlang der gesamten Basis der östlichen Silbereckmulde diese Schichtordnung besonders deutlich und mächtig entwickelt. Wir wollen diese stratigraphisch vollständige basale Schichtserie im folgenden als Liegendserie der Silbereckmulde bezeichnen.

Zwei Erscheinungen, die der Liegendserie im Raume der östlichen Silbereckmulde nördlich vom Waschgang ihr besonderes Gepräge verleihen, sind auf Fig. 1 klar zu erkennen.

Der dem Beschauer zugekehrte, den Altenberger Hochkessel gegen N abschließende Silbereck-OSO-Kamm folgt der Auflagerungszone der Silbereckmulde. Granit- und Aplitgneis bauen die S-Flanke des Kammes, der Liegendmarmor (Marmor der Liegendserie) die N-Flanke auf. Am Grat selbst ist die Auflagerungsfläche steilgestellt, die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe nur in Schollen vorhanden. Gneis und Marmor scheinen um den Raum zu streiten. Während die Gneisplatten regelmäßig nordöstlich einfallen, zeigt der Marmor mannigfaltige Bilder plastischer Deformation. Er ist gefaltet, aufgebogen und intensiv mit Quarzitschollen verknüpft.

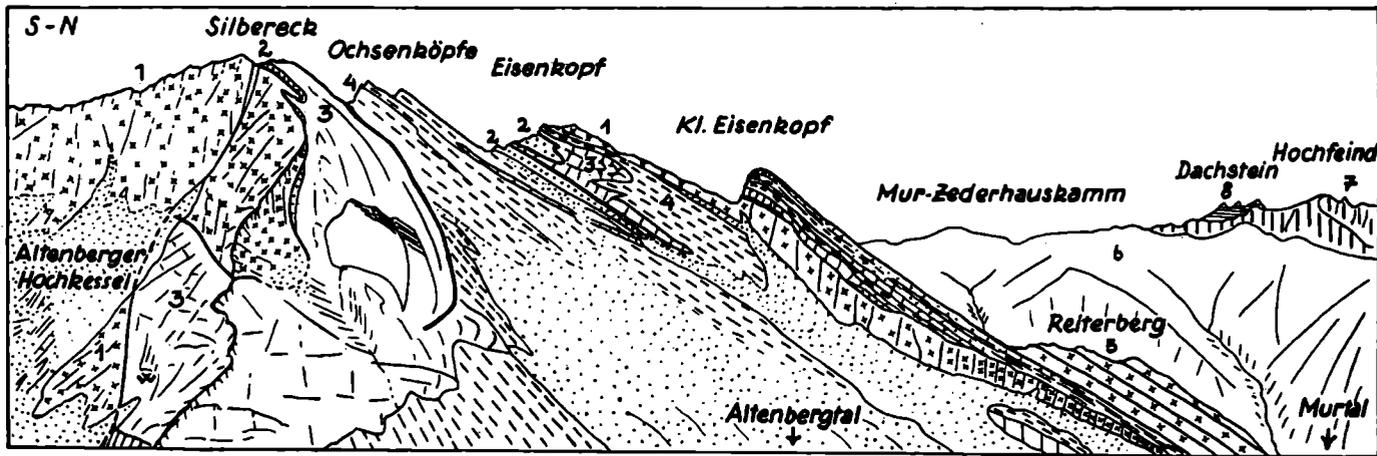


Fig. 1. Silvareck-NO-Kamm. Vom Gipfel der Oblitzen.

- 1 Granit-, Aplit- und Migmatitgneis (Ankogelmassiv und Granitgneislinse des Eisenkopfes).
- 2 Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.
- 3 Marmorgruppe.
- 4 Phyllitgruppe.
- 5 Granit-, Aplit- und Migmatitgneis der Hochalmdecke.
- 6 Schieferhülle der Hochalmdecke.
- 7 Unterostalpinisches Mesozoikum der Radstädter Tauern.
- 8 Oberostalpinisches Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen.

100 m unter den beiden Silbereckgipfeln entsendet der Liegendmarmor einen 30 m langen, spitz zulaufenden Keil in den Gneis der S-Flanke.

Eine viel gewaltigere, schon von F. BECKE und F. ANGEL beobachtete Marmorrückfalte ist weiter unten über dem Kesselschuttfeld aufgeschlossen (Fig. 1 und 3 B). Die kompakten Granitgneiswände des Silbereck-OSO-Kammes werden entlang einer 250 m langen, beinahe waagrechten Linie von Marmor unterteuft, der am O-Sporn des Kammes mächtig sich gegen W immer mehr verjüngt. Schutt verhüllt die Auskeilstelle. Senkrecht zum Streichen gemessen beträgt die Länge dieser Marmorrückfalte 80 bis 100 m.

Eine zweite Tatsache, die mit dem eben beschriebenen lokalen Hinwegtreten des Ankogelgneises über den Marmor der Liegendserie in ursächlichem Zusammenhang steht, tritt auf Fig. 1 ebenfalls deutlich in Erscheinung.

Die N-Wand des N-Silbereckgipfels entspricht einer mächtigen Faltenstirne des Liegendmarmors. Während die Kalkmarmorbänke südlich vom Gipfel konkordant, 30° NO fallend den Glimmerschiefern und Quarziten ihrer Unterlage aufliegen, stellen sich die Platten in der N-Wand immer steiler und nehmen senkrechte, ja, wie einwandfrei zu erweisen ist, sogar nach S widersinnig rückgebogene Lagerung ein. Dessen ungeachtet liegen die Phyllite der Ochsenköpfe regelmäßig unter 45° NO fallend dem Marmor an.

Der Liegendmarmor stirnt im Phyllit seines Hangenden.

Besonders klare Aufschlüsse der Grenzregion Marmor—Phyllit bietet die zur Scharte zwischen Silbereck-N-Gipfel und S-Ochsenkopf ansteigende Felstrinne. Regelrecht gebogene und konvex gewölbte Marmorplatten bilden die Steilwand. Außer weißem Kalkmarmor finden sich graue Kalke und weißer Dolomitmarmor. Die hangendsten Partien zeigen intensive Graphit- und Serizitquarzit-Marmor-Verschuppungen. Dieser Schuppenzone liegen die dunklen, gleichmäßig gegen NO einfallenden Phyllitrippen der beiden Ochsenköpfe auf, von der Tektonik ihrer Unterlage scheinbar unberührt.

Weiterhin geht aus Fig. 1 hervor, daß die Mächtigkeit der Ochsenkopf-phyllite nach der Tiefe hin rasch zunimmt, was auf die widersinnig nach S abbiegende Stirnfalte des Liegendmarmors zurückzuführen ist. Phyllit erfüllt den frei werdenden Raum. Am Ausgange des Altenberger Kessels ins Altenberger Hochtal ist das untere Ende der Marmorstirne aufgeschlossen; und während die Marmorplatten oberhalb dieses Phyllitzwickels beinahe senkrecht eintauchen, finden wir an der Unterlage des Phyllits den Marmor unter normalen Verhältnissen mittelsteil gegen NO einfallend. Hier greift somit der Phyllit am tiefsten gegen S zurück und erreicht seine bedeutendste Mächtigkeit.

Verfolgen wir das Silbereck-NO-Profil entlang der Kammhöhe weiter gegen N, so treffen wir im Hangenden der Ochsenkopf-Phyllite abermals auf eine Schichtgruppe aus Glimmerschiefer, Quarzit, Marmor und Phyllit. Fig. 2 gibt das Profil des Eisenkopf-S-Grates wieder. Unsere besondere Aufmerksamkeit lenken aber die schon von weitem sichtbaren, von oben her in den braun anwitternden Phyllit vorgetriebenen, spitz zulaufenden weißen Marmorkeile der Eisenkopf-O-Flanke auf sich (Abb. 3, Taf. V).

Messerscharf schneiden die sich gegen unten verjüngenden Marmorkeile seitlich gegen die Phyllite ab und laufen in ausgeprägte Spitzen aus. Auch an der Eisenkopf-W-Flanke keilt die in der Nähe der Grathöhe noch 30 m mächtige Marmorlage nach unten zu im Phyllit aus.

Überblicken wir die Verhältnisse des Eisenkopfes (Fig. 1 und 2): Eine neue, höhere tektonische Einheit lagert der Liegendserie der Silbereckmulde am Eisenkopf auf. Sie stellt eine von oben her eindringende Tauchfalte dar. Die 12m mächtige Quarzitscholle am Grat bildet den Gewölbekern. Um sie legt sich Kalkmarmor in plastischem Bogen herum und treibt keilartige Stirnfalten gegen den Phyllit vor. Als äußerstes Band der Falte sind die Phyllite im Liegenden abgeschert und nach unten hin zusammengepreßt. Im Hangenden erreicht ein 2,5m breites Phyllitband von unten her den Grat.

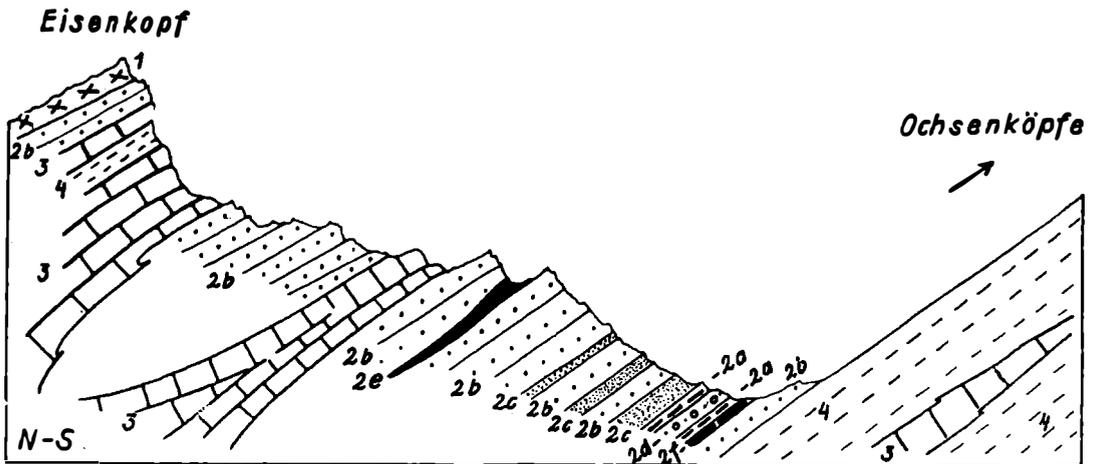


Fig. 2. Eisenkopf-S-Grat.

- 1 Granit- und Aplitgneis.
- 2a Biotitführender Woiskenschiefer.
- 2b Serizitquarzit, mit Übergängen zu Gneisquarzit.
- 2c Serizitphyllit.
- 2d Serizitquarzit mit Chloritidioblasten.
- 2e Graphitquarzit.
- 2f Eisenerz (Magnetit).
- 3 Kalkmarmor.
- 4 Kalkphyllit, Glanzschiefer und Granatphyllit.

Die Grenze gegen die Ochsenkopfphyllite bilden Glimmerschiefer und Quarzit. Auch ein Marmorband, das in der Tiefe des Altenbergtales beträchtlichere Mächtigkeit erreicht, gehört dieser Grenzzone an, keilt aber, ohne die Grathöhe zu erreichen, in den hangenden Partien der Ochsenkopfphyllite aus.

Gegen oben hin wird das Profil des Eisenkopfes von parallelläufig struiertem Granit- und Aplitgneis konkordant abgeschlossen, die der Granitgneislinse angehören, welche den Eisenkopfgipfel und den Kamm bis zur Scharte unter dem Kleinen Eisenkopf bildet und nach der Tiefe hin auskeilt, wie das schon F. BECKE beschrieben hat.

Abermals erhebt sich der Grat zum stolzen „Zahn“ des Kleinen Eisenkopfes. Über dem Granitgneis folgen zunächst Quarzit (1 m), Kalkmarmor (am Grat 5 m, tiefer unten 20 m mächtig), Kalkphyllit (10 m); darüber wieder in unstemtem Wechsel Marmor, Quarzit, Kalkphyllit, dann abermals rasch anschwellende und linsenartig ausgezogene Schichtwiederholungen, bis endlich der Granitgneis der Hochalmdecke diese wechselvolle Gleitbrettserie nach oben hin konkordant abschließt. In der W-Wand des N-Grates ist die messerscharfe Grenzlinie des parallelstruierten, stellenweise als Augengneis ausgebildeten Granitgneises über dem Kalkphyllit seiner Unterlage auf 40 m langer Strecke aufgeschlossen.

Der in gerader Linie gegen NO abdachende N-Grat des kleinen Eisenkopfes wird bis hoch hinauf von Granitgneisblockwerk überdeckt; es sind die Erosionsreste der einst hier aufliegenden Granitgneisdecke. Weiter nördlich bietet der Blockkamm des Reiterberges Einblick in die Natur des basalen Granit-, Aplit-, teilweise Augengneises (Mureckgneis F. BECKES) mit seinen bezeichnenden Biotit-schlieren und den quer hindurchsetzenden Aplitadern.

Somit erkennen wir im Querprofil durch die Silbereckmulde am Silbereck-NO-Kamm folgende tektonische Einheiten, vom Liegenden zum Hangenden vorschreitend:

1. Ankogelgneis.
2. Die Liegendserie der Silbereckmulde, gekennzeichnet durch normale stratigraphische Auflagerung über dem Gneis mit leicht zu erfassender Faltenstruktur, deren wesentliche Merkmale die lokale Überfaltung des Ankogelgneises und die Faltenstirne des Liegendmarmors sind.
3. Von oben her eindringende Tauchfalten mit Gewölbekernen der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe und keilartig vorstoßenden Marmorstirnen, verbunden mit Zusammenpressung und Anschoppung der weicheren Phyllite des Außensaums der Falten gegen unten zu.
4. Eine konkordant von oben her eingeschaltete Granit- und Aplitgneislinse (Eisenkopfspitze).
5. Der wechselvolle Schichtstoß des Kleinen Eisenkopfes, zusammengesetzt aus sämtlichen Gesteinsgliedern der Silbereckmulde, beherrscht von tektonischen Konkordanzen, wobei die Schichten ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit gleitbrettartig übereinandergetürmt sind.
6. Hochalmgneis.

Das lokale Vordringen des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde.

F. BECKE beobachtete an der Langen Wand (westliche Silbereckmulde), „daß die einfache Auflagerung des Marmorschieferkomplexes“ (über dem Ankogelgneis) „anderen komplizierten Verhältnissen Platz macht“. Wie schon erwähnt, war ihm auch die Gneisüberfaltung am OSO-Sporn des Silberecks bekannt. Diesen Vorkommnissen der Liegendgneisüberfaltung schloß F. ANGEL jene von der Schurfspitze und vom Kleinen Sonnblick-NO-Kamm an (mündliche Mitteilung, 1936).

Den unteren Rotgüldensee überragt der W-Ochsenkopf als westlichster Vorpfeiler des Silbereck-Bergmassivs. Die S-Wand des W-Ochsenkopfes schließt an der Auflagerungszone der Silbereckmulde über dem Ankogel-

gneis ausgedehnte Gneis-Marmor-Falten auf (Fig.3 A). Die W-Seite der Wand wird von Marmor, die O-Seite von Gneis gebildet. Scheinbar ungestört streicht die Grenzfläche vom Rotgüldental herauf und tritt links unten in die Wand ein. Doch nun wölbt sich der Gneis der Unterlage in

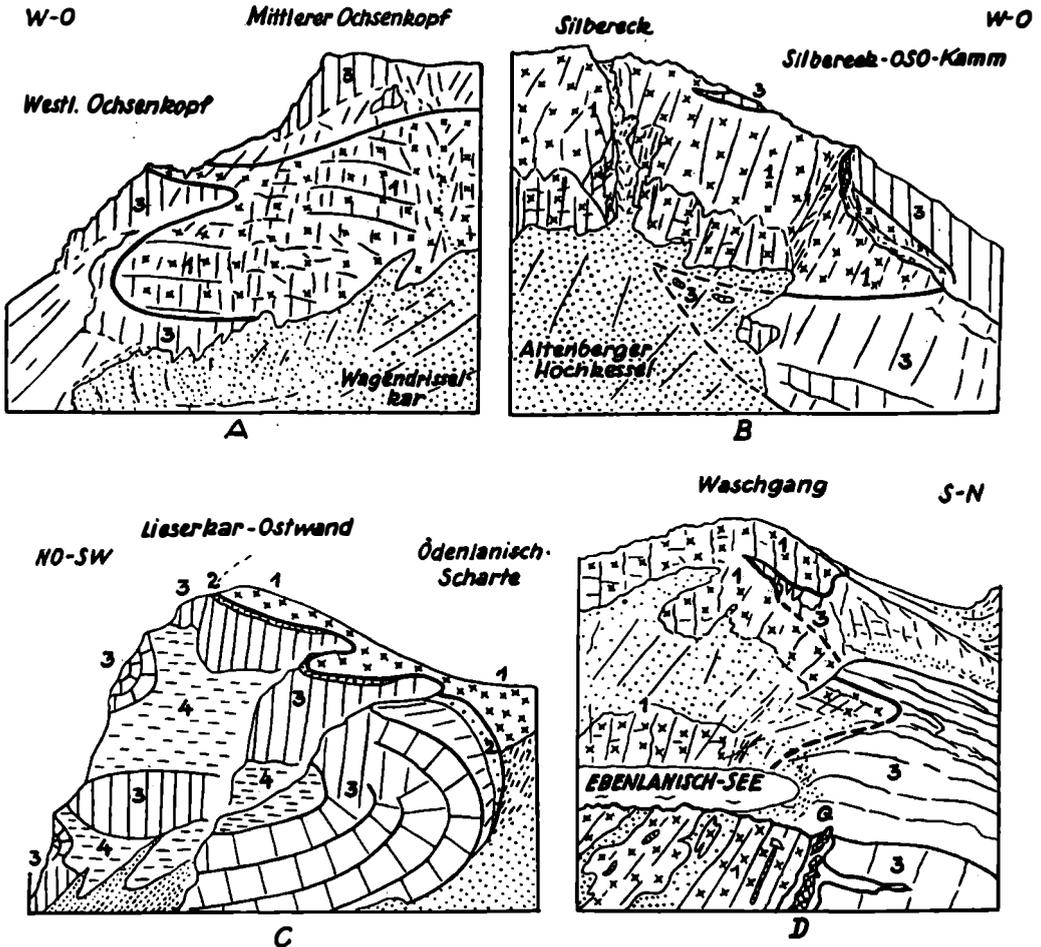


Fig.3. Ansichtsskizzen aus der Zone der lokalen Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde.

- 1 Granit-, Aplit- und Migmatitgneis (Ankogelmassiv).
- 2 Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.
- 3 Marmorgruppe.
- 4 Phyllitgruppe.
- Q Quarzgang.

zwei Falten so hoch empor, daß er sogar die Grathöhe erreicht. Rechts unten entsendet der Marmor einen 150 bis 200 m langen Keil in den Gneis. Die 200 m hohe Kalkmarmorwand entspricht nicht etwa der normalen Gesteinsmächtigkeit des Liegendmarmors; sie wird durch das steil auf-

gerichtete, von Gneis überschlagene Marmorgewölbe bedingt. Südlich über den steilgestellten Marmorplatten streicht der Gneis gegen W frei aus.

In wenig gestörter Lagerung erreicht die basale Grenzfläche der Silbereckmulde den Hauptkamm zwischen den beiden Gipfeln des eigentlichen Silberecks und wird an der Altenberger Flanke, und zwar genau in gleicher Höhe wie jenseits am W-Ochsenkopf, in die uns bereits bekannte komplizierte Verfaltungstektonik des Silbereck-OSO-Spornes (Fig. 3 B) einbezogen.

Nach Querung der Altenberger Hochtalstufe gelangt die Grenzzone hinüber zur Schurfspitze, an deren felsigen Gehängen die Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde besonders deutlich in Erscheinung tritt (Fig. 9 und Abb. 2, Taf. IV).

Der wildgezackte Schurfspitz-W-Grat wird bis zum Gipfel hinauf von Gneis aufgebaut (Granit-, Aplitgneis, Augengneis). Dabei handelt es sich um einen Gneislappen, der an der Kesselscharte mit dem Ankogelmassiv in Verbindung steht, gegen O zu immer mehr an Mächtigkeit einbüßt und auf 150 m langer Strecke, an der N- und S-Flanke des Berges prächtig aufgeschlossen, von Kalkmarmor unterteuft wird. Beiderseits ist die Grenzzone von einem einige Meter mächtigen Saum wildester Gneis-Marmor-Verfaltung, verbunden mit tektonischer Breccienbildung, begleitet.

Fig. 9 gibt eine Ansicht der N-Flanke wieder. An der östlichen oberen Ecke des bis tief in den Hochsommer von Schnee überdeckten Schuttfeldes taucht der Marmor unter dem Gneis auf. Die durch reiche Breccienentwicklung ausgezeichnete Grenzzone streicht schräg den Hang aufwärts, ist höher oben von einem Gneisblockfeld verhüllt und tritt am Gipfel wieder klar in Erscheinung; einige Meter östlich vom Gipfel streicht der Gneis frei aus. Hier ist dem Marmor nahe der Grenze schwarzer Biotitglimmerschiefer (0,5 m mächtig) eingeschaltet; wohl ein letzter Rest der reduzierten Glimmerschiefer-Quarzit-Serie.

An der Schurfspitz-SW-Flanke befinden sich die schon im I. Teil näher beschriebenen sehr instruktiven Aufschlüsse, an denen die tektonische Natur der Gneis-Marmor-Breccien einwandfrei zu erweisen ist. Das diskordante Vorstoßen des massigen Granitgneises im Gegensatz zum nachgiebigen plastischen Verhalten des Marmors tritt auf Abb. 2, Taf. IV, deutlich in Erscheinung; die Stelle mit der klarsten Gneis-Marmor-Breccien-Bildung in der Silbereckmulde ist mit einem Kreuz bezeichnet (Abb. 5 des I. Teiles, 1939).

Dem beinahe senkrechten, gewölbeartigen Auftauchen der Marmorplatten unter der Gneisfalte entspricht die einige 100 m lange und 50 m hohe Marmorsteilwand der SW-Flanke. Von der Kesselscharte aus gesehen (Fig. 6) tauchen die steil aufgerichteten Marmorbänke deutlich gegen SW konvex herausgebogen über dem großen Schuttfeld auf und sinken an der oberen Kante der Wand unter Quarzit und Granitgneis ein, der mit dem Gneis der Grathöhe in direkter Verbindung steht. So ist die mächtige Gneisüberfaltung an der Schurfspitz-SW-Flanke der Erosion schon weitgehendst zum Opfer gefallen, jedoch am steil aufgerichteten Marmorgewölbe sowie an Hand des Profiles, das sich oberhalb der Wand aufnehmen läßt, noch klar zu rekonstruieren.

Eine zweite, kleinere Gneisfalte gibt sich nämlich höher oben zu erkennen. Der schon erwähnte Gneis am oberen Rand der Steilmauer wird abermals von

einer Marmorzunge abgelöst, die ihrerseits nordwestlich im Gneis ausspitzt. Darüber folgt Serizit- und Gneisquarzit und darüber der Granit- und Aplitgneis des Schurfspitzzipfels.

Über die Rundhöcker des Lanischkessels streicht die Liegendgrenze der Silbereckmulde abwärts. Mit deutlicher Diskordanz lagert der Marmorzug dem Ankogelgneis auf (Fig. 5). Vom gegenüberliegenden Hang geben sich vier schräge, gegen W geneigte Terrassenstufen zu erkennen. Sie entsprechen der Einfallrichtung des Ankogelgneises (N 45—55° O, 20—25° N). Die Auflagerungsgrenze der Gesteine der Silbereckmulde schneidet quer dazu ab. Ein 10 m mächtiges Aplitgneisband an der Basis der Kalkmarmorwand, das seinem Streichen und Fallen nach den Verhältnissen der Silbereckmulde bereits weitgehend angepaßt ist (N 60—65° W, 40—55° N) stellt den Übergang zum darüber folgenden Kalkmarmor (N 65—70° W, 30—40° N) her.

Der den Lanischkessel entwässernde Thorbach versiegt bei seinem Eintritt im Liegendmarmor. Südlich vom Thorbach ist die Diskordanz der Auflagerungszone nochmals klar erschlossen. Marmor: N—S-Streichen, 30—40° O-Fallen; Gneis, vom Marmor durch ein 10 m breites Schuttfeld getrennt: N 35—50° O, 15—20° N.

Nun schwingt sich die Grenzfläche auf den Kleinen-Sonnblick-NO-Kamm hinauf, dessen markanter Außenpfeiler (P. 2112) vom Liegendmarmor der Silbereckmulde aufgebaut wird. Am unteren Ende der Wand sendet der Marmor nochmals einen 15 m langen Keil nach W gegen den Gneis seiner Unterlage vor. An der W-Flanke begleitet ein Band tektonischer Breccien die Auflagerungszone, welche westlich der großen Schuttrinne hinaufstreicht. Am Kamm selbst wird der Marmor auf einer Strecke von 20 m vom Ankogelgneis überwölbt (Fig. 6). Das Auskeilen des Marmors im Gneis der O-Flanke (Fig. 5) kann an Ort und Stelle auf den Zentimeter genau angegeben werden. Während es sich an der Auskeilstelle selbst um wahrscheinlich mylonitisierten Muskowitgneis handelt, stellt sich bereits in 10 m Entfernung massiger Biotitgneis ein.

Vom Kleinen-Sonnblick-NO-Kamm streicht der Marmor schräg zu den Rundhöckern am Ausgange des Lieserkares hinab, wo zwei dolinenförmige Eintiefungen, in deren östlicher der Bachlauf aus dem Lieserkar versiegt, die Auflagerungsgrenze bezeichnen.

Fehlte vom Silbereck bis hierher, abgesehen von vereinzelt Schollen, die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe im Liegenden des Marmors, so finden wir sie nun an der Basis der Lieserkar-O-Wand vortrefflich aufgeschlossen.

Dort, wo der Anstieg vom Karboden auf den östlichen Grenzkamm müheelos durchführbar ist, bietet sich das Profil der Fig. 4 dar. Konkordant folgt über Granitgneis (Ankogelgneis) die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe aus der Liegendserie der Silbereckmulde. Ein 8 m mächtiger, seitlich auskeilender Grobquarzgang bezeichnet die Grenze; auch er ist konform gelagert und senkrecht zur Einfallsebene geklüftet.

Höher oben im Kar wird das basale Glimmerschiefer-Quarzit-Band von Blockwerk überdeckt. Die Auflagerungsverhältnisse der Silbereckmulde im obersten östlichen Abschnitt des Lieserkares stellen sich folgendermaßen dar: Der von der Marmordeckscholle (siehe unten) gegen NO herabziehende Grat wird unterhalb einer markanten Rinne (Verwerfung) von S-fallendem, kompaktem Aplit- und Granitgneis aufgebaut (N 45—55° W, 30—50° S). 50 m westlich der Marmorwand fällt der in den höheren Teilen des Kares aufgeschlossene Gneis konkordant unter die Silbereckmulde ein (N 45—50° W, 45° N). Über der Graphitquarzitserie beträgt das Streichen und Fallen der Marmorbänke an der Basis der Steilwand N 15—30° W, 35° N.

So erreicht die Silbereckmulde beinahe den wasserscheidenden Grenzkamm gegen das Maltatal. Einige Meter nördlich unter der Ödenlanischscharte jedoch setzt abermals die Überwölbung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde ein. In einem prachtvollen Scharnier, bestehend aus zwei geschwungenen Falten, schlägt der Marmor nach N um (Fig. 3 C und Abb. 5, Taf. V).

Östlich über der schuttüberdeckten Rinne, die nordöstlich zur Ödenlanischscharte ansteigt, erhebt sich die Kuppe des Waschganges. Hier hatte F. BECKE die Beobachtung angestellt, daß der Kalk an zwei Stellen im Gneis auskeilt. In der Literatur finden wir mehrfach angegeben, daß die

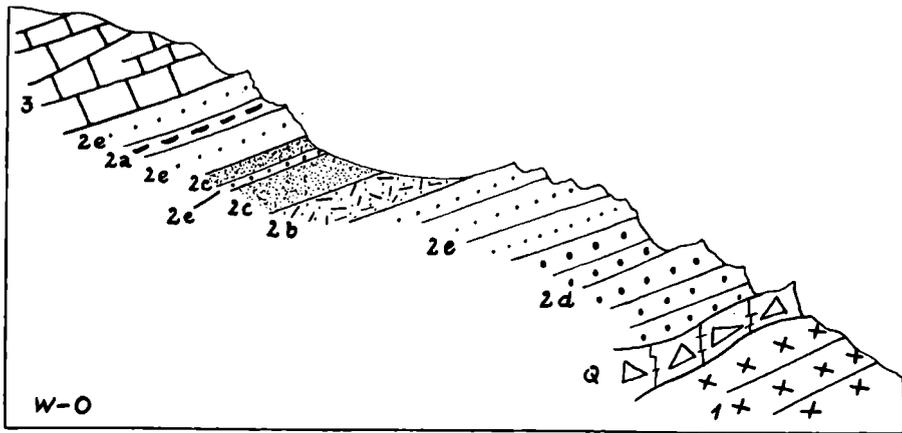


Fig. 4. Konkordante Auflagerung der Silbereckmulde über dem Granitgneis des Ankogelmassivs. Lieserkar.

- 1 Geflasertes Biotit-Granitgneis (Ankogelmassiv).
- 2a Biotitführender Woiskenschiefer.
- 2b Hornblendegarbenschiefer.
- 2c Serizitphylit.
- 2d Gneisquarzit.
- 2e Serizitquarzit.
- 3 Kalkmarmor.
- Q Quarzgang.

zusammenhängende „Silbereckscholle“ nördlich vom wasserscheidenden Trennungskamm. (Maltatal—Liesertal) am Waschgang auskeilt; auch die „Lepontinische Zentralgneisdecke“ V. UHLIGS sollte anscheinend im Waschgang wurzeln.

Meine Beobachtungen erweisen, daß die Aufschlüsse am Waschgang der direkten Fortsetzung der Überfaltungszone des Ankogelgneises über der Liegendserie der Silbereckmulde angehören.

Fig. 3 D gibt die Ansicht des Waschganges von O wieder. Im Vordergrund fällt der Marmor widersinnig unter 60° gegen S ein. Ein 5 cm mächtiger Grobquarzgang bezeichnet die scharf aufgeschlossene Grenze Gneis—Marmor. Die Weiterverfolgung dieser Grenzverhältnisse wird uns bei Besprechung des NO-Endes der Silbereckmulde im Einzugsgebiete des Liesertales beschäftigen.

Westlich über dem Ebenlanischsee zeigt Fig 3 D die flach ansteigende konkordante Auflagerung des Liegendmarmors über Migmatitgneis. Der Marmor nimmt an Mächtigkeit stetig ab und keilt, in schmale S-förmige Kurven gelegt, gegen oben im Gneis aus. An Ort und Stelle sieht man das Marmorband, dessen Mächtigkeit bloß noch einige Zentimeter mißt, regelrecht spitz zulaufen. Quarzite, Glimmerschiefer und Phyllite sind als Schollen vorhanden. Im Gegensatz zu den gewundenen Bildern plastischer Deformation des Marmors ist dem gut aufgeschlossenen Migmatitgneis nichts von den hier stattgefundenen Faltungsvorgängen anzumerken. Unmerklich öffnen sich die s-Flächen des Gneises, um dem gekrümmten

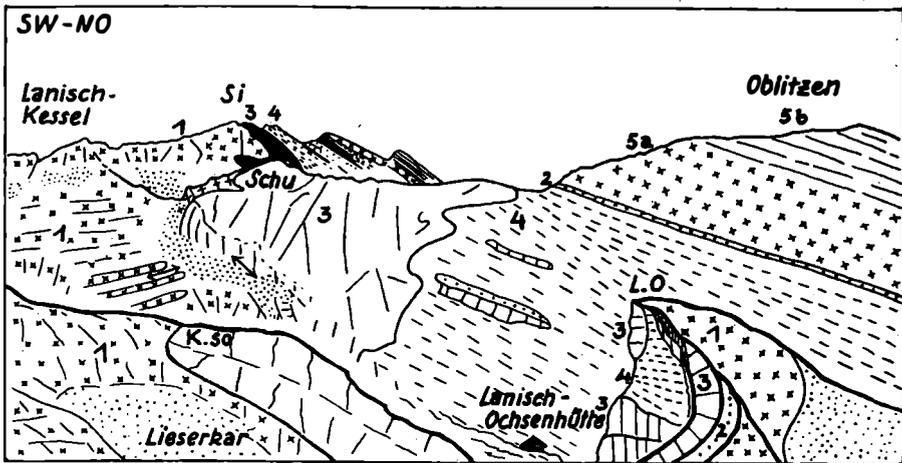


Fig. 5. Blick auf die Zone: Lokale Ankogelgneisüberfaltung über die Liegendserie der Silberekmulde. Von der Odenlanischscharte.

Die Gneisüberfaltung ist sichtbar am Silberek (Si), an der Schurfspitze (Schu), am Kleinen-Sonnblick-NO-Kamm (K. So) und im Vordergrund über der Lieserkar-O-Wand (L. O). Die diskordante Auflagerung der Silberekmulde über dem Ankogelgneis des Lanischkessels ist durch Pfeile gekennzeichnet.

- 1 Granit-, Aplit- und Migmatitgneis des Ankogelmassivs.
- 2 Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.
- 3 Marmorgruppe.
- 4 Phyllitgruppe.
- 5 a Granit- und Aplitgneis der Hochalmdecke.
- 5 b Lagengneise der Hochalmdecke.

Marmorkeil Platz zu machen. Auch hält die Orientierung des Gneises im Gegensatz zum unbeständigen Marmor auf weite Strecken hin an.

Auf 30 m langer Strecke lagert der Gneis dem Marmor gegen N auf. Dieser biegt abermals steilgestellt gegen S zurück, wird aber höher oben am Hang endgültig von Gneis überwältigt.

Nun quert das Marmorband den schuttüberdeckten Waschgang-NW-Hang. Gneis-Marmor-Verfaltungen begleiten seine Hangendgrenze. 15 m mächtig setzt das Marmorband mit synklinal eingefalteten Phylliten (3 m), steil NW-fallend, inmitten von Gneis über den wasserscheidenden Kamm über und keilt in der Felswand, die zum Melnikkar abfällt, aus.

Wenden wir aber nunmehr von unserem letzten Standpunkt am Waschgang den Blick zurück (Fig. 5), so erkennen wir, daß die Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde an eine lokale, eindeutig festzulegende Zone gebunden ist, die in NNO—SSW-Richtung vom Silbereck über die Schurfspitze, über den Kleinen-Sonnblick-NO-Kamm und über die N-Vorlage der Odenlanischscharte bis herauf zum Waschgang streicht.

Die Stirnfalte des Liegendmarmors.

Anläßlich gemeinsamer Feldbegehungen im Sommer 1936 machte mich Herr Professor F. ANGEL im Gelände östlich über dem Rotgüldenensee auf eine von ihm schon früher angestellte Beobachtung aufmerksam. Es war die „Stirne“ in der N-Wand des W-Ochsenkopfes.

Beeindruckt von dieser Erscheinung fand ich später im Bereiche der östlichen Silbereckmulde Stirnfalten in weit bedeutenderen, überraschend großartigen Ausmaßen vor.

Abermals ist es die Liegendserie der Silbereckmulde, welche die Stirnfaltentektonik am klarsten in Erscheinung treten läßt. Konnten wir die Überfaltung des Ankogelgneises vom W-Ochsenkopf ohne Unterbrechung bis zum Waschgang verfolgen, so gilt dasselbe auch für die Stirnfalte des Liegendmarmors. Beide Vorgänge stehen miteinander in ursächlichem Zusammenhang.

Der uns schon bekannte W-Ochsenkopf bricht mit einer Steilwand (Liegendmarmor) gegen N ab. Die flach einfallenden Marmorbänke am Grat nehmen immer steilere Lagerung an und sinken senkrecht zur Tiefe. Die ebenflächig NO-einschießenden Phyllitrippen aus dem Hangenden des Liegendmarmors bauen das nördliche Gehänge bis zu P. 2057 und darunter in weit bedeutenderer Mächtigkeit die rechte Flanke des Rotgüldentalen auf.

Besonders interessant gestaltet sich die Grenzzone Marmor—Phyllit an der Vorderfront der Wand (Abb. 4, Taf. V). Steile Rückbiegung der Marmorplatten gegen S hat hier schon F. ANGEL festgestellt. Die unter 30—40° NO abdachenden Phyllitafeln, welche ja unter normalen Verhältnissen — so auch weiter unten zu beiden Seiten des Rotgüldentalen — dem Liegendmarmorzug konform aufliegen, klettern die steile Marmorwand ein Stück aufwärts, greifen zwischen die Marmorbänke ein, bis sie endgültig von den plastischen Marmorwalzen überwältigt werden.

In der W-Flanke des vom Mittleren Ochsenkopf gegen N herabziehenden Grates ist dieselbe Stirne in ihrer verlängerten Streichrichtung in der glatten Wand besonders scharf aufgeschlossen. Hier ergibt sich auch der direkte Zusammenhang mit der Überfaltung des Ankogelgneises.

Im Silbereck-NO-Profil lernten wir die Stirnfalte des Liegendmarmors bereits kennen (Fig. 1). Der Wandflucht (Altenberger Flanke) entlang sind viele Detailstellen anzugeben, an denen das immer steilere Einfallen der Marmorbänke und ihr walzenförmig widersinniges S-Untertauchen in scharfem Kontrast zu den ebenflächig einschießenden Phyllitrippen steht.

Als gewaltigste Stirnwand dieser Art beherrscht die 250 m hohe Schurfspitz-N-Wand den Abschluß des Altenbergtales (Fig. 9). Mit nach unten zunehmender Konvexkrümmung schießen die Marmorplatten zur Tiefe ein, von O gesehen ein einzigartiges Bild darbietend.

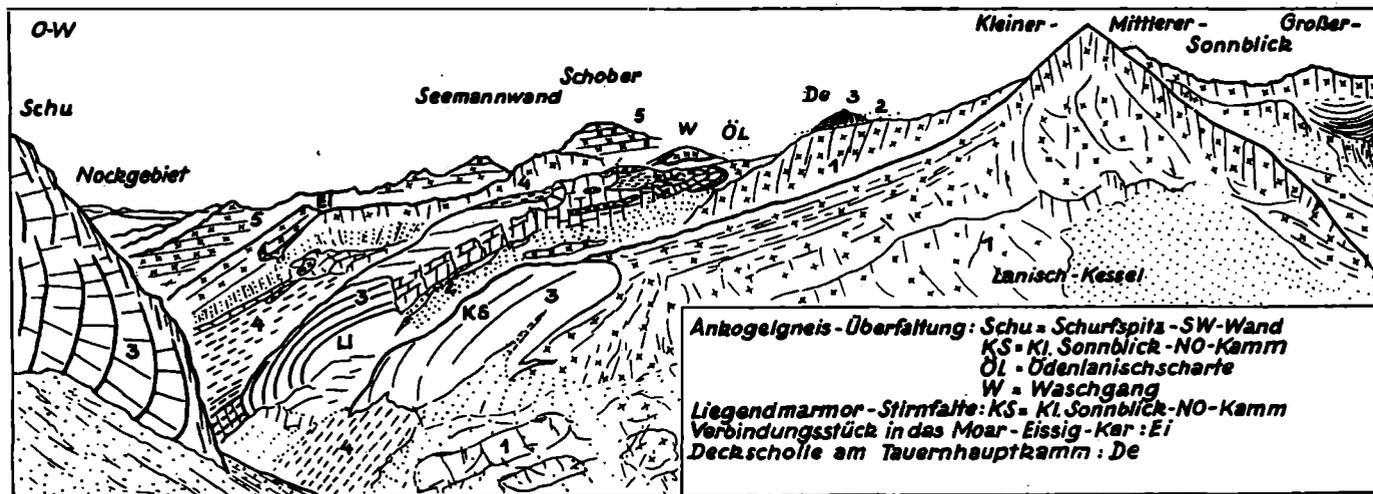


Fig. 6. Das oberste Liesertal. Von der Kesselscharte. (Li = Liegendmarmor-Stirnfalte der Lieserwand.)

- 1 Ankoegelgneis.
- 2 Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.
- 3 Marmorgruppe.
- 4 Phyllitgruppe.
- 5 Hochalmgneis.

Erst im S des Lanischbaches (Thorbach) tritt die geologisch-tektonische Position des Liegendmarmors, sein Verhalten den hangenden Phylliten gegenüber wieder klar in Erscheinung. Die beiden Felswände westlich und östlich vom Lieserkar sind durch großartige, gegen NO vorgetriebene Stirnfalten bedingt (Fig. 6).

Die unter 30° NO einfallenden Marmorbänke des Kleinen-Sonnblick-NO-Kammes nehmen gegen unten zu immer steilere Lagerung an und bilden den markanten Felsabsturz über der Ochsenhütte. Zahnartig greifen die Phyllite von unten her zwischen die sich loslösenden Marmorlappen ein, so daß jener Wechsel von Marmor- und Phyllitlagen entsteht, der den abwechslungsreichen Lauf des Lanischbaches westlich der Ochsenhütte bedingt.

An der Lieserwand (südlich der Ochsenhütte) läßt sich die Stirntektonik des Liegendmarmorzuges in voller Klarheit erweisen. Hier hat die

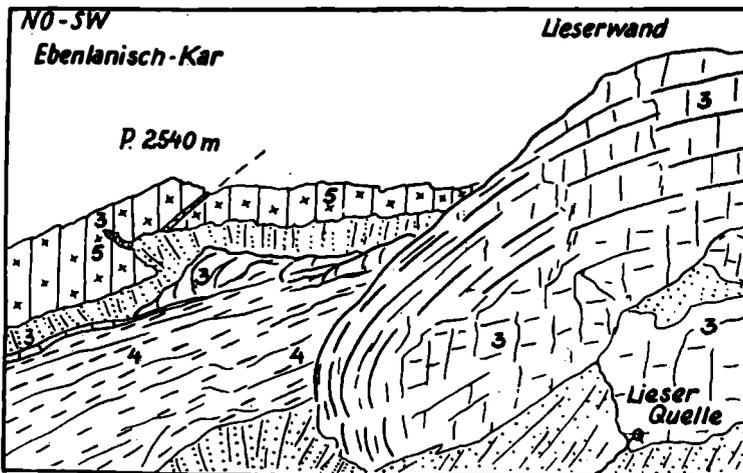


Fig. 7. Stirnfalte des Liegendmarmorzuges. Lieserwand.

- 3 Kalkmarmor.
- 4 Kalkphyllit und dunkler kalkfreier granatführender Phyllit.
- 5 Granit-, Aplit- und Migmatitgneis der Hochalmdecke.

kräftige Erosion der jungen Lieser, die in der Wand als „Lieserquelle“ (unterirdischer Abfluß des Lieserkares) wiederum ans Tageslicht tritt, die Phyllite im Hangenden des Liegendmarmors bis tief hinunter fortgeräumt. Die O-Flanke des so entstandenen Kessels schließt ein prächtiges Querprofil auf (Fig. 7):

Über der uns bereits bekannten Glimmerschiefer-Quarzit-Serie des Lieserkares bauen die 30° NO-einfallenden Marmorbänke die Innenseite und den First des Wandzuges auf. Auf Fig. 7 ist deutlich zu sehen, daß die Marmorbänke nicht unter Beibehaltung des anfänglichen Einfallwinkels isoklinal gegen NO abdachen, sondern eine immer steiler werdende, in der eigentlichen Lieserwand senkrechte Lagerung annehmen. Gesimseartig springen die Phyllite des Ebenlanischkares vor und legen sich der steilen Marmorwand flach an.

So ist unabhängig von etwaigen subjektiven Beobachtungsfehlern der einwandfreie Beweis erbracht, daß die Marmorplatten am First der Wand nicht frei in die Luft ausstreichen, sondern, konvex gegen die Phyllite vorgebogen, in die Tiefe tauchen.

Die Beschreibung F. BECKES: „Hier liegen die Schiefer im Hangenden, die Marmore im Liegenden ungefähr parallel dem Abhang des Gebirges“ kann nur als erste Annäherung (wie sie dem geologischen Aufnahmestadium vor dreißig Jahren in den Hohen Tauern entsprach) an die tatsächlichen Verhältnisse gewertet werden.

Betreten wir das Ebenlanischkar! Der vom Liegendmarmor aufgebaute W-Kamm zeigt auf seiner Gesamterstreckung das stirnartige, zungenförmige Eintauchen der Marmorbänke. Auch der Querriegel, der das untere vom oberen steinigem Kar scheidet, baut sich aus steil abgebogenen Marmorschichttafeln auf, denen die Phyllite des begrünten Karbodens flach anliegen. Marmor-Quarzit-Verfaltungen sind reichlich aufgeschlossen. Eine größere Gneisquarzitlinse findet sich nahe dem Blockfeld nordwestlich vom Ebenlanischsee.

Kalkfreie, häufig granatführende Phyllite machen die Hauptmasse der Schiefer des Ebenlanischkares aus. In der breiten, zur Ödenlanischscharte hinaufziehenden Rinne steigen die Phyllite im Hangenden des Marmors höher den Hang aufwärts und keilen an der N-Flanke des Waschganges im Marmor aus. Ja, wir finden die Phyllite in der gleichen tektonischen Position noch weit höher, nämlich oben am Grenzkamm gegen das Lieserkar, wieder (Fig. 6):

Bis zu dem markanten, durch einen Steinmann bezeichneten Kammabsatz baut von N her der Liegendmarmor diesen Kamm auf. Braun anwitternde Bratschenhänge bezeichnen den Eintritt der Phyllitserie. Es sind Kalkphyllite, pyritführende Karbonatquarzite, Glanzschiefer usw., die hier als durch die Erosion abgetrennte Fortsetzung der Phyllite des Ebenlanischkares dem Liegendmarmor aufliegen.

Höher oben am Kamm gestalten sich die Aufschlüsse besonders interessant. In einem mächtigen Scharnier taucht der Liegendmarmor von unten herauf und überwölbt die Phyllite. Doch ist dies nur ein kleiner Ausschnitt jener prachtvollen Bilder plastischer Verformung, welche die senkrecht nach W ins Lieserkar abstürzende Felswand darbietet. Fig. 3 C gibt die stark verkürzte Ansicht der Wand von der Ödenlanischscharte aus wieder.

Dieselben Phyllite, die am Kamm anstehen, sind braun anwitternd in der Wand aufgeschlossen. Im großen gesehen keilen sie nach oben hin, also gegen SW, im Marmor aus. Sie werden von dem gegen N umschlagenden Liegendmarmor überwältigt. Im kleinen allerdings sind die Verhältnisse komplizierter. Klar ausgebildete frei geschwungene Marmorstirnen tauchen von oben her in die zusammengepreßten, zu engen Bändern ausgewalzten, dann wieder mächtig anschwellenden Phyllite ein.

Der genetische Zusammenhang dieses Bewegungsbildes mit der Überfaltung des Ankogelgneises über den Liegendmarmor kommt auf Fig. 3 C besonders klar zum Ausdruck. Die uns schon bekannte Gneisüberfaltung nördlich unter der Ödenlanischscharte (Vordergrund rechts, Fig. 3 C) findet in einer nur wenige Meter mächtigen Gneisdeckscholle, die die höchste Erhebung des Grenzkammes zwischen Lieser- und Ebenlanischkar bedingt, ihre Fortsetzung. Gneisquarzit stellt sich an der Basis ein. Die Unterlagerung durch Marmor ist ringsherum deutlich aufgeschlossen.

Für die Gesamttektonik der Silbereckmulde von Wichtigkeit wird die Tatsache, daß der die Gneisscholle unterlagernde Marmor im N der Gneisscholle — an der Kante der zum Lieserkar abfallenden Steilwand gut sichtbar — nochmals mit einem gegen N gerichteten Scharnier aufbiegt und ganz deutlich in das Hangende des Gneises umschlägt. Die S-Fortsetzung dieser Falte ist der Erosion zum Opfer gefallen.

Der Schurfspitz-O-Kamm.

Auf seiner Kartenskizze vom SO-Ende der Silbereckscholle verzeichnet F. BECKE den Liegendmarmorzug als schmales Band, das vom Altenbergtal über die Schurfspitze ins Liesertal hinüberzieht, während die „Hangendschiefer am breiten Sattel zwischen Scharfspitze⁷⁾ und Oblitzen“ in weit bedeutenderer Mächtigkeit den Kamm überschreiten sollten. Nach dieser Darstellung wäre ein regelmäßiges isoklinales Durchstreichen der Gesteinslagen zu erwarten, wie es ja auch sonst in den Schieferhüllengebieten der Hohen Tauern die Regel ist.

An Ort und Stelle aber erkennen wir, daß die Verhältnisse ganz anders liegen. Marmor und Quarzit, nordöstlich einfallend, bauen den 500 m langen Kamm von der Schurfspitze bis zur Oblitzenscharte auf. Darüber folgen, bloß 50 m mächtig, die übrigen Gesteinsglieder der Silbereckmulde, die ihrerseits vom Granitgneis der Hochalmdecke konkordant überlagert werden.

Von W gegen O vorschreitend stellen sich die Aufschlüsse der Kammhöhe folgendermaßen dar: An der markanten Scharte überdachen die ersten Quarzite den Liegendmarmor des Schurfspitzgipfels. Was nun folgt, ist ein immerwährender Wechsel von Marmor- und Quarzitlagen. Die Gesteinsbänke sinken gegen NO ab. In unglaublicher Mannigfaltigkeit stellen sich jene Gesteinsverknüpfungen, Durchmischungen und tektonischen Breccienbildungen ein, die von hier im I. Teil bereits beschrieben wurden. Ein Versuch, die Formenfülle der Natur im Bilde festzuhalten, scheidet angesichts der Unbeständigkeit der Gesteinslagen.

Fig. 8 gibt ein Profil durch die „Hangendschiefer“ F. BECKES an der Oblitzenscharte wieder.

Die wechselvolle Zusammensetzung dieser auf engstem Raum zusammengedrängten Schieferserie der Silbereckmulde kommt im Profil klar zum Ausdruck. Der tiefere Teil des Schichtpaketes ist der Phyllitgruppe der Silbereck-Liegendserie zuzurechnen. Die Quarziteinlagen in den hangenden Teilen mögen bereits höheren tektonischen Einheiten entsprechen.

Blickt man vom Silbereck bei guter Beleuchtung gegen O, so offenbart sich mit einem Schlage das gewaltige Bewegungsbild des Schurfspitz-O-Kammes in seiner ganzen Größe (Fig. 9). Zwei Tatsachen treten uns in aller Schärfe entgegen:

1. Über dem Liegendmarmor der Schurfspitze (Liegendmarmorstirnfalte) bilden die am Schurfspitz-O-Kamm beobachteten Marmor-Quarzitbänke zwei gegen die Schiefer des Altenbergtales von oben her nach NO vorgetriebene Stirnfalten.

2. Die Phyllite, Glimmerschiefer und Quarzite des Altenbergtales streichen vom Tal her in breiter Front bergwärts. Doch nur die hangendsten von ihnen erreichen unterhalb der markanten Granitgneisüberschiebung den wasserscheidenden Kamm. Die Hauptmasse der Schiefer dagegen legt

⁷⁾ Schurfspitze = „Scharfspitze“ der Spezialkarte.

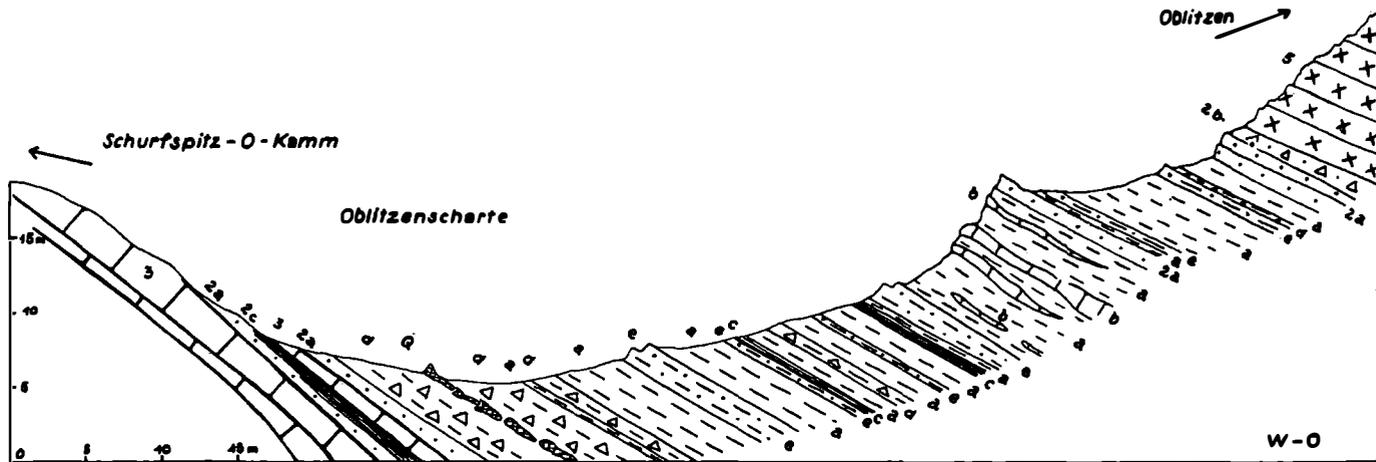


Fig. 8. Prof 1 der Oblitzenscharte.

- 2 a Serizitquarzit, teilweise chlorit- und pyritführend.
- 2 b Granatführender Quarzit.
- 2 c Graphitquarzit.
- 3 Kalkmarmor.
- (4) a Kalkphyllit, teilweise fuchsitführend.
- b Kalkmarmorbänke innerhalb des Kalkphyllits.
- c Glanzschiefer.
- d Granatphyllit.
- e Karbonatquarzit, meist pyritführend.
- 5 Aplit- und Granitgneis der Hochalmdecke.
- Q Quarzgang.

sich von unten her den Marmorstirnen mantelförmig an, bretteben nach NO einfallend und ohne selbst in die Stirntektonik der sie nach oben hin abriegelnden Marmore und Quarzite einbezogen zu sein.

Die westliche Stirne schließt an die uns bereits bekannte Liegendmarmorstirne der Schurfspitze an. In der schräg zur schon erwähnten markanten Scharte ansteigenden Rinne greifen die Phyllite hoch hinauf. Noch deutlicher wird das zungenartige Aufdringen der Phyllite in der nächsten Rinne, welche diese Stirne von der östlichen trennt.

Eine Querung der steilen N-Flanke erbringt den Beweis für die Stirnnatur der Marmorfallen an Ort und Stelle.

Tritt nun an uns die Aufgabe heran, ein Querprofil durch die Silbereckmulde an Hand der geologischen Aufschlüsse des Schurfspitz-O-Kammes auszuführen, so haben wir es offenbar nicht mit einem isoklinalen, von tektonischen Konkordanz beherrschten Schichtpaket, sondern im Gegenteil mit einem höchst einfachen freien Faltenbau zu tun. Es ist auch nicht nötig, theoretische Luftsättel zu konstruieren, da die Muldenschlüsse der Falten in Gestalt der hoch zwischen die Marmorstirnen eingreifenden Phyllitzungen der N-Flanke eindeutig gegeben sind.

Nun drängt sich die Frage auf, wie denn der Baustil der Schurfspitze mit den geologischen Aufschlüssen des äußerlich doch so verschiedenen Silbereck-NO-Profiles in Einklang zu bringen sei. Solche Überlegungen erscheinen gerechtfertigt, da beide Gebirgskämme im äußersten Umkreis nicht mehr als 2 km voneinander entfernt sind.

Der Liegendmarmorzug, seine Überfaltung durch den Granitgneis des Ankogelmassivs, seine mächtige, in die Phyllite vorgetriebene Stirne sowie die Anreicherung verschuppter Quarzit-Marmor-Pakete im Hangenden der Stirne sind beiden Profilen gemeinsam. Auch die ebenflächige Überschiebungsbahn der Hochalmdecke über einem isoklinal einfallenden, gleitbrettartig übereinandergerührten Schichtstoß im Hangenden der Silbereckmulde findet sich beiderseits in gleicher Ausbildung wieder. Der äußerliche Gegensatz ist lediglich auf den mittleren Teil der beiden Bergkämme beschränkt. An den Ochsenköpfen, untergeordnet am Eisenkopf, dann aber wieder am Kleinen Eisenkopf, streichen die Phyllite frei in die Luft aus. Am Schurfspitz-N-Abfall hingegen werden sie noch unter der Kammhöhe durch die von oben her in sie hineingetriebenen Marmorstirnen abgeriegelt. Ein Äquivalent der Gneislinse des Eisenkopfes, die den Gleitbrettbau der Hangendserie (Kleiner Eisenkopf) einleitet, findet sich im Profil des Schurfspitz-O-Kammes nicht.

Als Resultat dieses Vergleiches stellen wir fest: Im Liegenden und Hangenden sind beide Profile gleichartig gebaut. Im Mittelteil sind die Falten des Silbereck-NO-Profiles durch ergänzende Luftsättel mit der Liegendserie zu verbinden, während die mehr massig gebauten Stirnfalten des Schurfspitz-O-Kammes untereinander und mit der Liegendserie in direktem Zusammenhang stehen.

Daraus ergibt sich aber, daß der Bauplan des Silbereck-NO-Profiles unmittelbar von dem des Schurfspitz-O-Kammes abzuleiten ist, wenn wir gegen O geneigtes Axengefälle, verbunden mit einer gegen W hin (also in der Richtung der aufsteigenden Axen) an Komplikationen zunehmenden Detailtektonik annehmen, die sich vom Ausgangsstadium der Faltung immer

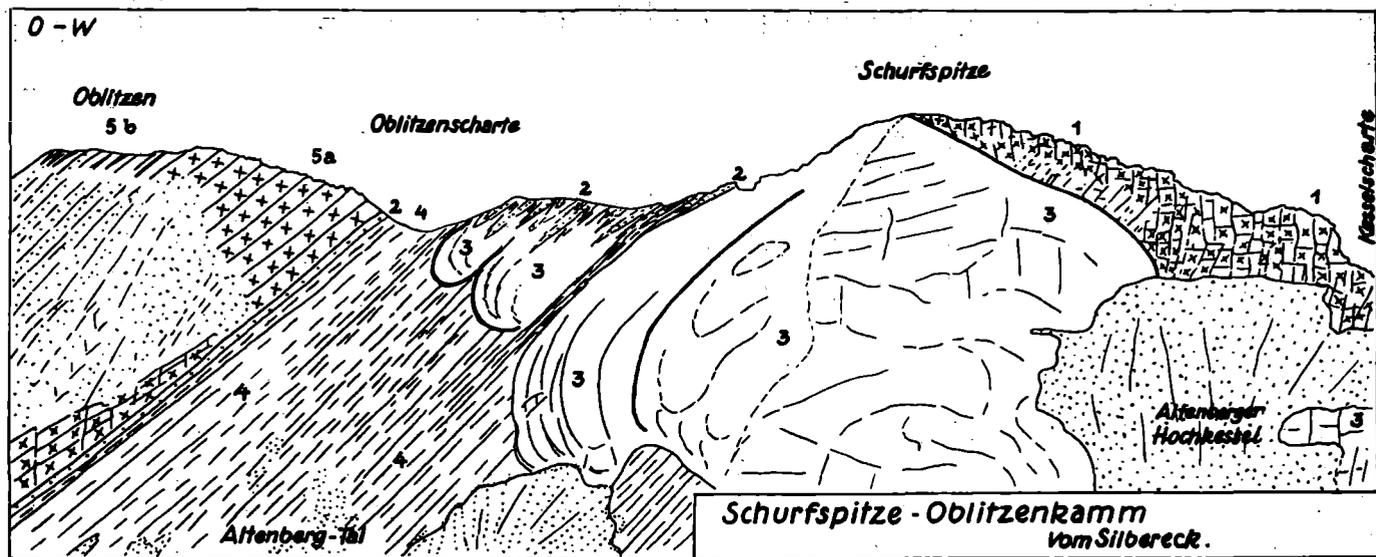


Fig. 9. Ankogelgneisüberfaltung, Liegendmarmorstirne mit den beiden höheren Tauchfaltenstirnen, Anschwellen der Phyllite gegen die Tiefe zu und Überschiebung der Hochalm-Granitgneis-Decke.

- 1 Granit- und Aplitgneis des Ankogelmassivs.
- 2 Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe.
- 3 Marmorgruppe.
- 4 Phyllitgruppe.
- 5 a Granit- und Aplitgneis der Hochalmdecke.
- 5 b Lagengneise der Hochal decke.

mehr entfernt. So ergibt sich die Möglichkeit, den unentwirrbaren Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde an Hand der Profile der östlichen Silbereckmulde seiner Entstehung nach zu klären.⁸⁾

Der O-Abschluß der Silbereckmulde im Einzugsbereiche der Lieser.

Auf messerscharfer Überschiebungsbahn liegt den Phylliten der Lanischalm der Granitgneis der Hochalmdecke auf. Die 3 km lange, schräg den Hang hinabstreichende Überschiebungslinie kann wohl zu den klarsten und schönsten Beispielen von Deckenüberschiebungen in den Ostalpen gezählt werden. Scharf hebt sich der helle, regelmäßig geklüftete Granitgneis, an der Basis von einer wenige Meter mächtigen Quarzitlage begleitet, über dem dunklen, rasenbedeckten Phyllitgelände der Lanischalm ab (Abb. 1, Taf. IV und Fig. 5).

Die in der Skizze F. BECKES eingezeichneten Marmorlinsen im Gelände der Lanischalm, ebenso das in der tektonischen Übersichtskarte L. KOBERS ausgezogene Marmorband im Hangenden der Phyllite der Lanischalm bestehen nicht zurecht. Lediglich im W sind die beiden oberen, uns vom Schurfspitz-O-Kamm bereits bekannten Marmorstirnen am steilen Rasenhang deutlich wiederzuerkennen, während in den tieferen, schlechter aufgeschlossenen Teilen der W-Lanischalm einzelne Marmorlagen in Begleitung von Serizitquarzit und Woiskenschiefer weiter gegen O vordringen. Jedoch überschreiten diese Schollen eine Linie, die vom Gipfel der Oblitzen in SSW-Richtung am Gelände der Lanischalm herabzuziehen ist, nicht. Die markante, 1 km lange, schräg herabziehende Wandstufe nordöstlich über P. 2105 ist glazialmorphologisch bedingt.

Das auffallendste Merkmal der Silbereckmulde im Bereiche des obersten Liesertales ist das mächtige Anschwellen der Phyllite nach der Tiefe zu. Während die Phyllite bloß 50 m mächtig die Kammhöhe an der Oblitzenscharte überschreiten, ist ihre maximale Mächtigkeit im Tale mit 400 m anzugeben.

Die anfangs mäßig steil gegen O geneigte Überschiebungslinie der Hochalmdecke nimmt tiefer unten beinahe horizontale Lage an und endet unvermittelt 250 m über der oberen Kante des Lanischalles (Fig. 10). Kalkmarmor überfaltet von O her den Phyllit der Lanischalm. An den zwei schräg am Wiesengehänge übereinandergestaffelten Wandzügen sieht man die steilgestellten und plastisch aufgebogenen Marmorplatten die mächtige Phyllitmasse der Lanischalm gegen O unvermittelt abriegeln. In der unteren (10 m hohen) und in der oberen (25 m hohen) Wand ist diese gegen W gerichtete Marmorüberwölbung der Phyllite sehr eindrucksvoll aufgeschlossen. Die Mächtigkeit des Marmors beträgt 10 bis 20 m.

Schon F. BECKE bedauerte, daß hier „das unmittelbare Auskeilen“ der Silbereckmulde nicht zu beobachten ist, weil über der Stelle des Abhanges eine mächtige Sturzhalde von Gneis liegt.

Eine genaue Untersuchung der im O anschließenden Granitgneiswände ließ keine Spur von Gesteinen der Silbereckmulde aufscheinen.

Klare Aufschlüsse der Grenzverhältnisse gewährt das linke Bachufer im unteren Teil des Lanischalles. Bewegt sich der obere Teil des Falles

⁸⁾ Anhangsweise sei hinzugefügt, daß auch der vom Mittleren Ochsenkopf gegen N herabziehende Kamm an seiner W-Flanke über der Liegendmarmorstirne zwei von oben her in die Phyllite eintauchende Marmorstirnfalten aufschließt. Ihre Fortsetzung ist am Salzkopf-S-Kamm zu beobachten.

in den Phylliten (N 40° O, 20° S), so durchschneidet der Bach tiefer unten die hangenden Marmorplatten (N 30° O, 20° S), die ihrerseits am unteren Ende des Wasserfalles klar aufgeschlossen unter muskowitzführenden Granitgneis eintauchen. Der Gneis läßt sich entlang der Kante der Erosionsschlucht aufwärts verfolgen und weist die konstante Streich- und Fallrichtung: N 55—60° O, 25° S, auf.

Die mitgeteilten Streich- und Fallrichtungen stimmen nicht mit dem das Gesamtbild der östlichen Silbereckmulde beherrschenden NW—SO-Streichen und N-Fallen überein. Wie schon aus dem Kartenbild zu ersehen ist, entspricht die O-Grenze der Silbereckmulde im obersten Tale der Lieser nicht dem ungestörten axialen Untertauchen gegen O — die Überschiebungslinie der Hochalmdecke müßte in diesem Falle in geradliniger

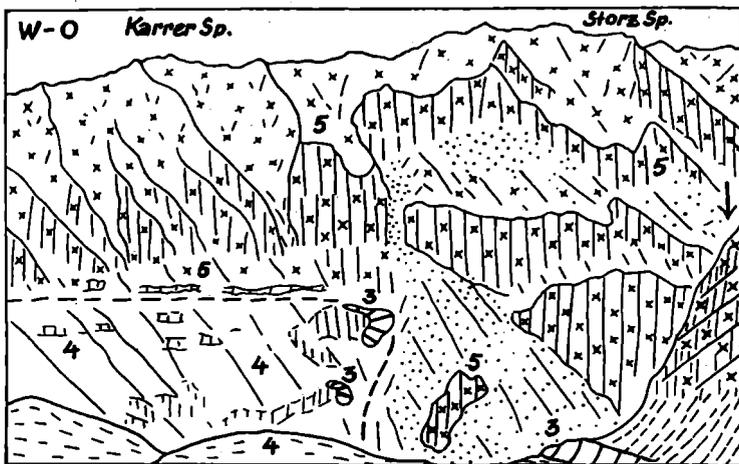


Fig. 10. Das O-Ende der Silbereckmulde am Liesertal-N-Hang. Vom Ebenlanischkar. Der Pfeil weist in der Richtung zum isolierten Vorkommen von Silbereckmuldegesteinen inmitten des Zentralgneises in der Tiefe des Tales über dem Pöllajagdhaus.

- 3 Kalkmarmor.
- 4 Kalkphyllit, Glanzschiefer und Granatphyllit.
- 5 Zentralgneise der Hochalmdecke.

Fortsetzung die Tiefe des Tales erreichen —, sondern wird durch eine lokale O—W-gerichtete Überkipfung bestimmt. Der aus dem Untergrund auftauchende Marmor überfaltet die Phyllite und wird von lokal SO-einfallendem Granitgneis überschoben.

An einigen Stellen des Grenzverlaufes, so in der eben beschriebenen NO-Ecke der Silbereckmulde über dem Lanischfall (am Wiesenhang unter dem unteren Wandzug), treten die Gesteine der Silbereckmulde lokal über den östlich anschließenden Gneis hinweg, um erst höher oben vom Gneis gänzlich überwältigt zu werden.

Die Darstellung F. BECKES der Lagerungsverhältnisse in der Umgebung des Lanischfalles entspricht nicht meinen Beobachtungen. Sogar noch in diesem Profil hält F. BECKE an einem isoklinalen Durchstreichen der „Silbereckscholle“ fest.

Im Granitgneis am unteren Ende des Lanischfalles meint er den Liegendgneis der Silbereckscholle (Ankogelgneis) wiederzufinden, über dem der Liegendmarmor fehlen sollte. Die Angaben über Streich- und Fallrichtung dieses Gneises sowie über die Schichtlagerung im mitgeteilten Profil stimmen mit meinen Beobachtungen nicht überein.

Die S-Fortsetzung des über die Phyllite überschlagenen Marmorzuges bis hinauf ins obere Ebenlanischkar hat schon G. GEYER gekannt. Zunächst verfolgen wir die Grenze am Wasserriß südöstlich der Jagdhütte aufwärts und beobachten höher oben, daß der Marmor (25 m mächtig) mit einer Quarzitunterlage dem östlich anschließenden Gneis lokal aufrucht. Quarzit-Marmor-Verfaltungen sind hier sowie auf jenem im äußersten NO des Kares gelegenen Plateau, wo der Marmor wieder in der normalen Weise unter den Gneis einfällt, in großer Menge vorhanden. Am östlichen Karboden zieht die Grenze aufwärts. Im Bachriß, westlich von dem mit Legföhren bestandenen Gneisrundhöckergebiet, läßt sich folgendes Profil aufnehmen: Zu unterst Kalkphyllit (8 m), dann Quarzit (2 m), Marmor (10 m) und darüber Aplit- und Granitgneis.

Damit betreten wir die interessanten Aufschlüsse der Grenzzone im oberen Abschnitt des Ebenlanischkares.

Aus Fig. 3 D ist zu ersehen, daß der vom Waschgang herabstreichende Liegendmarmorzug vom Gneis des Eisenspitz-N-Kammes überkippt wird (beide zeigen in diesem Aufschluß S-Fallen!). Ebenso wie tiefer unten im Liesertal am O-Abschluß der Silbereckmulde Stellen namhaft gemacht werden konnten, an denen die Gesteine der Silbereckmulde infolge lokaler Verfaltungsvorgänge über den östlich anschließenden Gneis hinwegtreten, finden wir hier eine umfangreiche derartige Gneiseinfaltung, deutlich beeinflusst von O—W-gerichteter Bewegung, vollständig aufgeschlossen.

Zwischen den beiden östlichen, recht markanten, aus Marmor aufgebauten Karriegeln greift eine 200 m lange Gneiszung gegen N vor. An der gegen das untere Kar abfallenden Steilstufe verbinden sich unter dem Gneislappen hindurch die Marmorplatten der beiden Karriegel. Tiefer unten kann die Gneisscholle als 10 m mächtige, 150 m lange Deckkappe über dem Marmor weiterverfolgt werden, bis sie innerhalb einer Zone intensiver Gneis-Marmor-Verfaltungen und tektonischer Breccienbildung gegen N auskeilt. Der im O flach einsinkende Marmor taucht im W steil unter der Gneiskappe auf. Die N-Wand des erwähnten östlichen Karriegels schließt ein großes, gegen W offenes plastisches Marmorscharnier auf; hier übersteigt der Marmor die Gneiszung in W-Richtung.

Der Zusammenhang dieser in die lokale O—W-Bewegung einbezogenen Faltungen mit der Ankogelgneisüberfaltungszone der Silbereckmulde, wie sie uns am Waschgang noch in voller Klarheit entgegentrat, wird aus den Profilen der Taf. VIII ersichtlich.

F. BECKE beobachtete, daß sich die Marmoraufschlüsse unterhalb des Ebenlanischsees bis knapp unter den Eisenspitz-N-Kamm verfolgen lassen und jenseits des Grates im Moar-Eissig-Kar in gleicher Seehöhe wieder auftauchen.

Der Gesteinszug der Silbereckmulde im Moar-Eissig-Kar stellt aber keine isolierte Scholle dar, sondern steht ohne Unterbrechung mittels eines Bandes, das an der markanten Scharte südlich von P. 2540 den Eisenspitz-N-Kamm überquert, mit den eben betrachteten Aufschlüssen der O-Begrenzung des Ebenlanischkares in direkter Verbindung.

Zunächst sendet der Kalkmarmor an der W-Flanke des Grates, 350 m nördlich von P. 2540, einen Keil vor, der spitz zulaufend im streng geklüfteten, von Aplit durchsetzten Granitgneis verschwindet (50 m unter der Grathöhe). Der Hauptmarmorzug steigt aber von der Ausgangsstelle, an der Graphitquarzite in großer

Menge aufgeschlossen sind, gegen S quer über die Schutthalde an und tritt als 15 bis 20 m mächtiges Band, scharf gegen den Gneis im Liegenden und Hangenden abgegrenzt, in die Steilwand ein (Fig. 7 und Prof. 9, Taf. VIII).

Allmählich schmaler werdend, keilt das Marmorband 50 m unter der Kammhöhe aus, die bloß von Serizit- und Graphitquarzit (10 bis 15 m mächtig) überschritten wird. An der O-Flanke des Eisenspitz-N-Kammes setzt unter der Scharte der Kalkmarmor wieder ein und baut tiefer unten den 15 bis 20 m hohen Wandzug auf, der ins Moar-Eissig-Kar hinunterstreicht.

Die Gesteinsscholle der Silbereckmulde am Karboden des Moar-Eissig-Kares ist in zwei Teilen aufgeschlossen. Zunächst betrachten wir die nördliche Scholle.

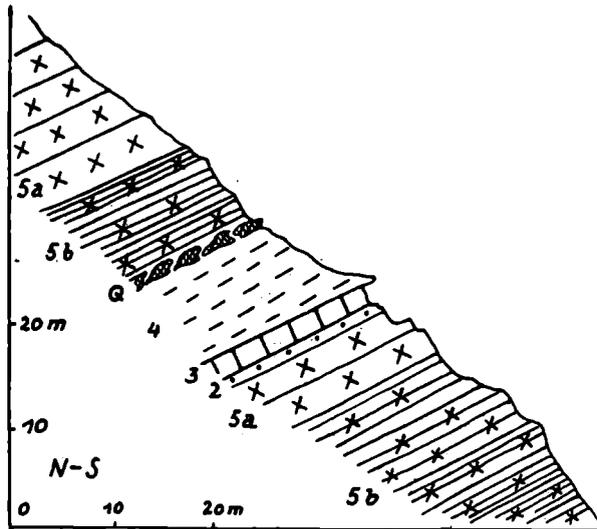


Fig. 11. Die ringsum isolierte Scholle von Gesteinen der Silbereckmulde inmitten des Zentralgneises der Hochalmdecke am Liesertal-N-Hang über dem Pöllajagdhaus.

- 2 Serizitquarzit und Serizitphyllit.
- 3 Grobkörniger weißer Kalkmarmor.
- 4 Stark durchquarzter Kalkphyllit.
- 5 a Granit- und Aplitgneis.
- 5 b Migmatitgneis.
- Q Quarzgang.

Dem Gneis im S ($N 80^{\circ} W$, $35^{\circ} N$) liegt Kalkmarmor (30 m mächtig) konkordant auf. Synklynal von oben her dringt in diesen Marmorzug eine Gneiszunge ein, die westlich mit dem Gneis des Eisenspitz-N-Kammes in Verbindung steht. Nördlich unter der Gneislinie taucht der Marmor steil auf. Ihm ist wenige Meter von der ausspitzen Gneiszunge entfernt eine Phyllitsynklinale sehr deutlich eingelagert.

Den Phyllitstreifen verfolgen wir in die südliche Scholle des Moar-Eissig-Kares; hier bauen Kalkphyllite, alleits von Marmor unterlagert, den Karriegel, P. 2354, auf (20 m mächtig). Über den Gneisrundhöckern des O erreicht das Liegendmarmorband nur 1,50 m Mächtigkeit. Westlich vom Karriegel ist die Kalkmarmorunterlage mächtiger. Hier stellen sich an der Grenze zum basalen Gneis in reichem Ausmaße Gneis-Marmor-Verfaltungen und prachtvolle Gneis-Marmor-Breccien ein, die auch beim See in wunderbarer Klarheit aufgeschlossen sind.

Besonders bemerkenswert sind die geologischen Verhältnisse im SO der Scholle: östlich vom See tritt der Marmor über den Phyllit des Karriegels hinweg. Die Gneisplatten, die wir weiter unten im Liegenden des Marmors angetroffen haben, überfalten von SW her den Marmor auf einer Strecke von 20 m (quer zum Streichen gemessen).

Konnte ich den direkten Zusammenhang der Gesteinsscholle des Moar-Eissig-Kares mit der geschlossenen Zone der Silbereckmulde nachweisen, so gilt dies nicht für ein kleines, neu aufgefundenes Vorkommen von Gesteinen der Silbereckmulde am rechten Liesertalhang über dem Pöllajagdhaus („Zehner H.“ der Spezialkarte). Die den steilen Storzabbruch bis hoch hinauf reichende Schuttrinne schließt 150 m über dem Tale eine von Gneis rings eingeschlossene, also gänzlich isolierte — die Entfernung bis zum nächsten Vorkommen der Silbereckmulde nordöstlich über dem Lanischfall beträgt 1,5 km — 15 m mächtige Scholle auf. Fig. 11 gibt das Profil, das sich hier aufnehmen läßt, wieder.

Unter dem geaugten Granitgneis, den Aplite kreuz und quer durchschlagen, folgt 10 m Migmatitgneis; darunter Kalkphyllit (10 m) und rein weißer, sehr grobkörniger Kalkmarmor, im Liegenden und Hangenden teilweise phyllitisch ausgebildet; darunter 1 m Serizitquarzit und 5 m massiger Aplitgneis mit Muskowitschlieren, der nach unten zu, immer mehr von dunklen Gesteinskomponenten verunreinigt, endlich ganz einer wechselvollen Serie basischer und saurer Gneise Platz macht, die den tieferen Hang bis zum Schuttkegel über der Talsohle aufbauen. Das mittlere Streichen und Fallen in diesem Profil beträgt N 60–70° W, 20–35° N. Die Scholle ist auf 40 m Längserstreckung aufgeschlossen; das Nachsuchen nach einer etwaigen Fortsetzung im O oder W am steilen Hang blieb erfolglos.

Die östliche Silbereckmulde südlich vom Waschgang.

Haben wir von N ansteigend den wasserscheidenden Grenzkamm zwischen Lieser- und Maltatal an der Ödenlanischscharte erreicht, so setzt uns der Anblick des öden, von dunklen Felswänden umrahmten Melnikkares in Erstaunen. Wäre doch hier, in der Streichrichtung gelegen, die SO-Fortsetzung der Silbereckmulde zu erwarten, deren Quarzite, Glimmerschiefer, Phyllite und Marmore vom gegenüberliegenden Schurfspitzkamm und dem scharfkantigen Silbereckgrat quer über das Liesertal herüberstreichen, wo im Vordergrund die 150 m hohe Kalkmarmor- und Phyllitwand senkrecht zum Lieserkar abbricht (Fig. 5). Gewöhnt an das Landschaftsbild der Silbereckmulde, dem infolge des reichen Hervortretens der Marmore der morphologische Charaktertypus eines zentralalpiner Kalkgebirges zukommt, blicken wir gegen S in die düstere Gneislandschaft hinab.

Doch geben sich einige isolierte Marmorschollen zu erkennen; zum Beispiel gleich westlich über der Ödenlanischscharte und gegenüber am O-Pfeiler des Mittleren Sonnblicks. In der Tiefe des Kares ziehen weiße Marmorbänder zur steilen SW-Flanke des Schobers hinüber.

So tritt bei einer Überschau von der Ödenlanischscharte eine Reihe tektonischer Fragen an uns heran, durch den scharfen Gegensatz von N und S in der Natur bedingt. Ihre Lösung soll unter möglicher Berücksichtigung der Detailbeobachtungen das Ziel der folgenden Ausführungen sein.

Das obere Melnikkar.

F. BECKE beobachtete „in der recht schwer zugänglichen Gegend des oberen Melnikkares gleichsam als Fortsetzung der auskeilenden Silbereckscholle noch eine ganze Anzahl von isolierten, im Granitgneis liegenden Marmorschollen“.

Diese aufgelösten Gesteinszüge der Silbereckmulde ⁹⁾ streichen im allgemeinen ebenso wie die geschlossene Zone nördlich vom Waschgang NW—SO mit NO-Einfallen. Auch die den Marmorzügen in der Regel konkordant zwischengeschalteten Zentralgneislagen (vorwiegend parallelstruierte Granit-, Aplit- und Migmatitgneise) folgen dieser Richtung. Erst im Liegenden der tiefsten Marmorscholle stellen sich grobkörnigere Typen ein (Tonalitgneis).

Um die Übersichtlichkeit der Darstellung zu fördern, bezeichne ich die einzelnen Gesteinszüge vom Hangenden gegen das Liegende zu, also von N nach S, mit den Ziffern I bis VI.

Gesteinszug I. Dem Kamm, der vom Kleinen Sonnblick in O-Richtung zur Ödenlanischscharte hinabzieht, ist eine auffällige, schon von weitem sichtbare, nach NO geneigte Marmordeckscholle aufgesetzt (Fig. 6). Es ist dies die einzige Stelle, an der Gesteine der Silbereckmulde ungehindert den Hauptkamm überschreiten.

Ein Profil durch die Marmordeckscholle, in N—S-Richtung gelegt, läßt folgendes erkennen: Die Gneisserie des Kleinen Sonnblicks (das sind Migmatitgneise, welche an der Ödenlanischscharte reichlich Serizitquarzit, Serizitphyllit und Graphitquarzit führen, Aplitgneise, massig struierte Granit- und Tonalitgneise) baut die Unterlage auf. Darüber folgt die Glimmerschiefer-Quarzit-Serie in besonders reichhaltiger Ausbildung mit Granatphyllit, Granatquarzit, Woiskenschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Woiskenschiefer mit Granatführung usw., im SW bis zu 40 m mächtig, an der NO-Kante der Deckscholle aber auf 6 m Mächtigkeit reduziert. Höher oben ist Serizitquarzit mit einem antiklinalen Faltenkern von Graphitquarzit gegen NO in die Marmor Masse vorgetrieben. Die Schichtbänke des Kalkmarmors bilden diese Falte nach, streichen aber am First der Marmor- kappe bereits wieder unter normalem Einfallswinkel gegen NO frei aus.

Über die weitere Fortsetzung des Gesteinszuges I ist nichts bekannt. Zu erwähnen sind zwei kleine, undeutlich aufgeschlossene Marmorschollen am Karriegel südlich unter der Waschgangspitze.

Gesteinszug II. Der steil aufragende Mittlere-Sonnblick-O-Kamm wird teilweise von Marmor aufgebaut. Schon von der Ödenlanischscharte aus betrachtet geben sich intensive Gneis-Marmor-Bewegungsbilder zu erkennen. Über dem mächtigen Marmor-Eckpfeiler ragen hoch oben am Grat zwei isolierte Marmorschollen inmitten von Gneis auf.

An der N-Flanke ist ein in plastischer Falte geschwungenes Marmorband dem Gneis eingekeilt (Abb. 8, Taf. VI). Aplit, die den vertikal geklüfteten, beinahe regellos körnigen Granitgneis der Unterlage in senkrechter Richtung durchschlagen,

⁹⁾ In der folgenden Darstellung ist häufig anstatt des vollständigen Ausdruckes „Gesteinszug der Silbereckmulde“ bloß von „Marmorzug“ oder „Marmorscholle“ usw. die Rede. Es sind eben die hellen Kalkmarmore, die den isolierten Gesteinszügen der Silbereckmulde inmitten der einförmigen Gneislandschaft ihr besonderes Gepräge verleihen; meist sind jedoch alle wesentlichen Gesteinskomponenten der Silbereckmulde vertreten.

machen an der scharfen Grenzlinie gegen den Marmor halt. Migmatitgneis, durch interne Intrusionsbilder ausgezeichnet, überlagert das Marmorband.

Die Grenze Gneis—Marmor ist am Grat prächtig aufgeschlossen. Stirnartig taucht der Marmor gegen N vor, wobei das steil widersinnige Rückbiegen gegen S an der Vorderfront der Stirne aufgeschlossen ist.

Erst eine Begehung der S-Flanke löst den gewaltigen Faltenbau auf. So wie an anderen Stellen der Silbereckmulde stößt an der Basis der S-Wand grobbankiger massiger Granitgneis diskordant gegen den steil aufgetriebenen und gegen N getriebenen Marmor vor. So finden wir an der SO-Ecke der Wand über dem geklüfteten Granitgneis, der keinerlei Beziehungen zu dem reichhaltigen Verformungsbild des Marmors erkennen läßt, eine Gneismylonitzone (5m) und an der Basis des Marmors ein Quarzitband (4m); darüber baut der Marmor mit steil nach N getriebener Stirnfalte den 100 m hohen Grataufschwung auf.

Höher oben erreicht der Marmor von der S-Flanke her noch zweimal die Gratlinie und hebt gegen W frei über dem Gebirge aus. Im kleinen kommt es zu wüsten Verfaltungen zwischen Gneis und Marmor mit reichlicher tektonischer Breccienbildung. So schwimmt am vorragenden Gratabsatz (P. 2918) eine Gneislinse von 6,2 m Durchmesser isoliert im Marmor. Südlich unter P. 2918 sind Gneis und Marmor wiederholt in Falten gelegt. Wenige Meter unter dem Grat taucht ein modellartig ausgebildeter Marmor-gewölbeschluß gegen N in den Gneis ein (Abb. 6, Taf. VI).

Das Ausheben des Marmors über dem Gneis nach W ist klar zu erweisen.

Von der Steilwand des Mittleren-Sonnblick-O-Kammes streicht der Marmor über die Rundhöcker des Kares hinab bis er nördlich vom oberen Melniksee unter Gneisschutt verschwindet. Die S-Wand der Eisenspitze erschließt nur mehr Zentralgneis.

Ein Profil in mittlerer Höhe der Karrundhöcker durch den Marmorzug gelegt, zeigt, vom Hangenden gegen das Liegende fortschreitend, folgende konkordant NO-einfallende Schichtserie: Faltenmigmatit, Kalkphyllit (8 m), Marmor (10 m), Quarzit (2 m), Marmor (10 m), biotitführender flasriger Aplitgneis.

Gesteinszug III. Am Riegel, der das zwischen Mittlerem und Großem Sonnblick eingesenkte Hochkar gegen die Matten des eigentlichen Melnikkares abschließt, ist eine Marmorscholle (4 m mächtig) dem Gneis konkordant eingeschaltet. Gneisschutt verhüllt das W-Ende der Scholle. Im O setzt die Marmorscholle zuerst unvermittelt aus, stellt sich dann 20 m südlich in bedeutender Mächtigkeit und mit intensiven Verfaltungsercheinungen wieder ein, um abermals gegen O im Gneis auszukeilen.

In der Fortsetzung dieses am weitesten gegen W vorgeschobenen Vorkommens des Melnikkares stellt sich nach 500 m abermals ein dem Gneis konkordant eingelagerter Marmorzug ein, der in einen N- und S-Ast geteilt ist. Das flache Ausheben des spitz zulaufenden Marmors über dem Gneis des W ist gut aufgeschlossen. Wiederum sind es Quarzit, Hornblendegarbenschiefer, Kalkphyllit und Marmor, dieser mit prachtvoller Gneis-Marmor-Verfaltung, die von Aplit- und Migmatitgneis umschlossen werden. Der über die Rundhöcker des Kares hinziehende N-Ast keilt noch westlich vom Seeabfluß aus. Der S-Ast verbindet sich mittels zweier spitzwinkelig zulaufender Falten mit dem weitaus komplizierter gebauten Gesteinszug IV.

Das untere Melnikkar und die Schober-SW-Flanke.

Schon das Kartenbild der tiefer gelegenen Gesteinszüge der Silbereckmulde im Bereiche des Melnikkares und der Schober-SW-Flanke läßt eine freiere Tektonik erraten. Während die Marmorzüge des oberen Melnikkares als isolierte, dem Zentralgneis meist konkordant eingeschaltete, wenig mächtige und unbeständige Gesteinsschollen einer einheitlichen Lösung des Bewegungsbildes fast unüberwindbare Schwierigkeiten entgegenstellen, liegen die Verhältnisse im unteren Melnikkar wesentlich günstiger. Hier treten die Marmorzüge quer zum Streichen miteinander in Verbindung und durchbrechen so die herrschende tektonische Konkordanz.

F. BECKE hat in seinem „Profil durch die obere Melnikalm“ (1912) mit der tektonischen Auflösung der Faltenzüge begonnen, indem er die beiden untersten Marmorzüge seines Profiles nach Art eines von unten aufdringenden antiklinalen Keiles zusammenschloß. Die darüber folgende Gneislage wird als synklinale Einfaltung gedeutet, dem aber F. BECKE ein Fragezeichen in dem Profil hinzusetzt.

Überraschende Ergebnisse brachte die geologische Aufnahme der steilen, von Schluchten durchsägten SW- und S-Flanke des Schobers (oder Eissig, 2970 m). Die Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Phyllitbänder des Melnikkares finden im O nicht so bald ihr Ende, wie dies auf der Kartenskizze BECKES vom SO-Ende der „Silbereckscholle“ angedeutet ist. In durchwegs günstig aufgeschlossenem Gelände streichen die Marmorzüge aus dem Melnikkar heraus und ziehen als weiße, weithin sichtbare Marmorbänder an der Schoberflanke nach SO (Fig. 12).

Ganz waren diese Marmorzüge der Schober-SW-Flanke auch F. BECKE nicht entgangen; in seiner Skizze finden wir zwei kleine isolierte Marmorschollen südwestlich vom Schober eingetragen.

Einen der Marmorzüge konnte ich ohne Unterbrechung aus der Schober-SW-Flanke heraus über den Wildbachtrichter der Mirz und den südlichen Steilabbruch der Loibspitze bis zum Perschitzbach, das ist also auf eine Erstreckung von 12 km, verfolgen.

Wenn wir auch erst in einem folgenden Abschnitt (Der Faltenmechanismus der Silbereckmulde) an die gesamttektonische Deutung der östlichen Silbereckmulde herangehen wollen, so sei doch bereits hier eine kurze theoretische Überlegung vorangeschickt, auf Grund welcher wir der folgenden Detailbeschreibung der tatsächlichen Aufschlüsse im unteren Melnikkar und an der Schober-SW-Flanke weitaus mehr Interesse abgewinnen können.

Die Gesteinszüge der Silbereckmulde im unteren Melnikkar und an der Schober-SW-Flanke lassen sich in drei Einheiten gliedern, gekennzeichnet durch drei gegen W vorstoßende, spitz oder tonnenförmig zulaufende Keile. Sinngemäß sollen diese drei Einheiten von oben nach unten als Gesteinszüge IV bis VI bezeichnet werden.

Diese drei Einheiten weisen in ihrem inneren Aufbau sehr viel Ähnlichkeit miteinander auf; ein Marmorband umgibt die Außenseite jedes der drei Keile. Gegen innen zu folgen in der Regel Phyllite, die dann von Zentralgneis abgelöst werden. Teilen wir nun das äußere Marmorband eines jeden Keiles von seiner am weitesten gegen W vorragenden Stelle aus in zwei Teile und nennen wir diese dem allgemeinen NO-Einfallen ent-

sprechend Hangend- und Liegendmarmorband, so erhalten wir für jede Einheit einen Hangend- und Liegendmarmor.

Aus dem Kartenbild geht hervor, daß sich jeweils der Liegendmarmor der einen Einheit mit dem Hangendmarmor der anderen Einheit östlich zusammenschließt und in der gemeinsamen Fortsetzung einen einzigen Marmorzug gegen SO entsendet, der dann noch weithin an der Schober-SW-Flanke zu verfolgen ist.

Eine einfache Überlegung, die sich schon bei dem ersten Versuch einer Profildarstellung durch das Melnikkar aufdrängen muß, zeigt, daß in diesen Verhältnissen das Abbild eines großzügigen und klaren Faltenbaues zwischen den Tauernschieferhüllegesteinen der Silbereckmulde und dem Zentralgneis vorliegt.

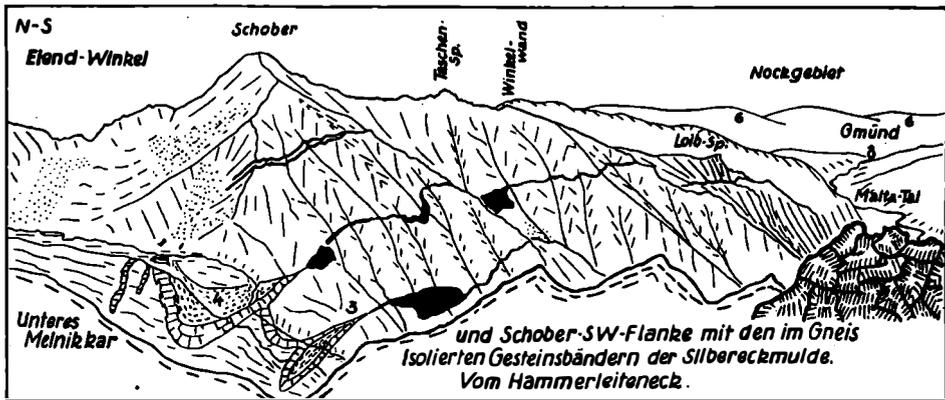


Fig. 12.

Weiß: Zentralgneis.

Schwarz: Gesteine der Silbereckmulde in den isolierten Vorkommen; aus der Ferne sind vor allem die hellen Kalkmarmorwände kenntlich.

3 Marmorgruppe.

4 Phyllitgruppe.

6 Altkristalliner Glimmerschiefer.

Unsere Aufmerksamkeit ist nun besonders auf die Frage hinzuwenden, ob die drei gegen W vorragenden Gesteinszüge synklinalen oder antyklinalen Faltenachsen entsprechen. Das heißt, ob die drei Gesteinszüge im W über dem geschlossenen Gneisgebiet ausheben mit axialem Gefälle gegen O, oder ob sie im Gegenteil durch von unten her aus dem Gneis durchstoßende Antyklinalen bedingt werden, die axial gegen W eintauchen. Die Beantwortung dieser Frage ist für die theoretische Deutung des geologischen Bauplanes von größtem Interesse. Auf sie wird an Ort und Stelle Rücksicht zu nehmen sein.

Gesteinszug IV baut den markanten, das untere vom oberen Melnikkar trennenden Karriegel auf. In tiefer Erosionsschlucht quert der Abfluß der Melnikseen die Gehängestufe. Liegend- und Hangendmarmor des Gesteinszuges IV fassen entlang der unteren und oberen Kante des Riegels streichend die Phyllite des rasenbedeckten Hanges ein.

Am Felsriegel des P. 2353 verbinden sich beide Marmorlagen in einem breiten, gegen W tonnenförmig zulaufenden Gewölbe. Hier ist es nicht möglich, an Ort und Stelle zu entscheiden, ob der Gesteinszug IV westlich über dem Gneis aushebt oder axial unter den Gneis einfällt. In breiter Front biegen die Marmorbänke plastisch deformiert um den Karriegel herum. Schutt bedeckt die Grenze gegen den Granitgneis im W. Zu beobachten ist nur, daß die Gneisbänke aus dem Liegenden und Hangenden des Gesteinszuges IV 150 m westlich von P. 2353 zusammentreffen. Messungen ihrer Streichrichtungen liefern den Beweis für das Konvergieren der Gneisbänke.

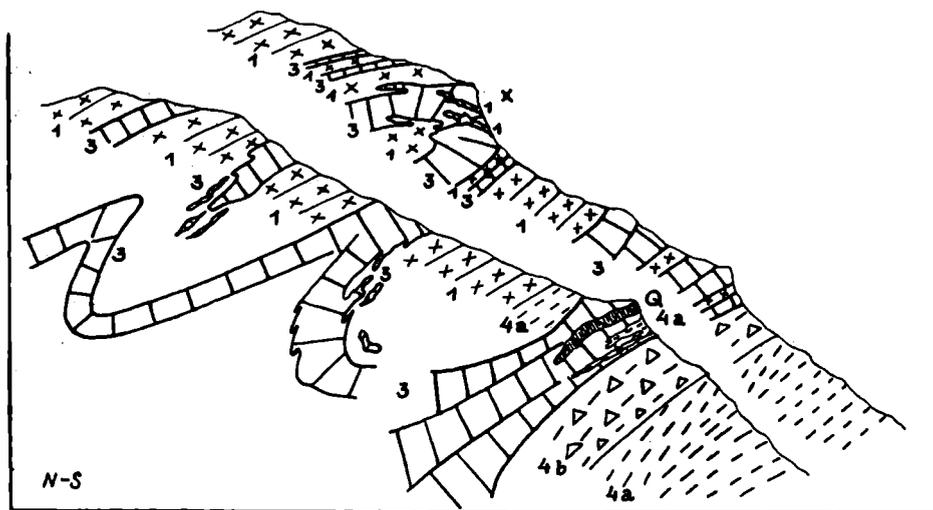


Fig. 13. Zone intensiver Gneis-Marmor-Verfaltung im Hangenden des Gesteinszuges IV. Melnikkar, Karriegel westlich vom Seeabfluß. Das Kreuz bezeichnet die Lokalität der Abb. 3 des I. Teiles, 1939 (Marmor-Aplitgneis-Verfaltung).

- 1 Aplit-, Granit- und Migmatitgneis.
- 3 Kalkmarmor.
- 4 a Kalkphyllit.
- 4 b Granatphyllit.
- Q Quarzgang.

Betrachtet man aber aus der Gegend des Hammerleiteneck-SO-Kammes den auskeilenden Gesteinszug IV, so ist kein Zweifel über seine tektonische Stellung möglich. Die Felswand des Karriegels, P. 2353, stellt sich als mächtige, nach N in den Gneis vorgetriebene Stirnfalte dar. Mit nach der Tiefe hin zunehmender Konvexkrümmung tauchen die Marmorbänke gegen NO ein, während ihnen die östlich anschließenden Phyllite von oben her eingelagert erscheinen. So ist hier infolge Fehlens geeigneter Detailaufschlüsse der sicherlich subjektiv gefärbte, jedoch meiner Meinung nach auch für die objektive Untersuchung beweisende Gesamteindruck des Aufschlusses, wie er sich von O gesehen darstellt, zur geologischen Detailbeschreibung heranzuziehen.

Östlich vom Karriegel, P. 2353, bauen Kalkphyllite und Granatphyllite (80 m mächtig) den rasenbedeckten Steilhang auf. Verfaltungen mit dem Hangendmarmor stellen sich ein: eine klar entwickelte Marmorfalte taucht von oben her in die Phyllite, weiter östlich eine zweite.

Dieser entlang der oberen Kante des Karriegels nach O streichende Hangendmarmorzug spaltet nach oben zu eine Reihe von einzelnen Marmorschollen und Marmorbändern ab, die in nächste Nähe des Gesteinszuges III zu liegen kommen und eine derart intensive Verfaltung mit Granit-, Aplit- und Migmatitgneis aufzeigen, wie sie im ganzen Gebiet der Silbereckmulde nicht wieder zu beobachten ist. Leider gestatten die mangelhaften Aufschlüsse auf der weithin mit Gneisschutt überdeckten Karoberfläche eine wirklich befriedigende Wiedergabe all der Falten, Schlingen und Windungen nicht.

In Fig. 13 ist der Versuch gemacht, in einem N—S-verlaufenden Querschnitt, der halbwegs zwischen P. 2353 und dem Melnikbach durch den Hangendmarmorzug hindurchgelegt ist, doch einige Einzelheiten dieser intensiven Verfaltung wiederzugeben.

Über den Phylliten der Karstufe (zu oberst Granatphyllite mit reichlicher Quarz- und Karbonatdurchädung) folgt eine Marmorbank (6 m), an der Basis intensiv mit Phyllit verfaltet. Im Marmor sind spitzfältig eingeschaltete Phyllitlagen zu erkennen. Ein Grobquarzugang (1,50 m mächtig) wird von Marmor rings umschlossen. Nun folgen Phyllite und darüber migmatischer Aplitgneis (20 m). Der nächstfolgende Marmorzug zeigt besonders intensive Verfaltungen mit Gneis. Hier liegen die im I. Teil erwähnten, bis zu 50 cm langen, spindelförmig eingedrehten Marmorschollen im Migmatitgneis. Westlich tritt die Marmorlage einerseits im Liegenden mit der vorigen in Verbindung, andererseits stellen sich im Hangenden zwei deutlich ausgeprägte spitzwinkelige Faltscharniere ein, so daß ein höheres tektonisches Niveau erreicht und die Verbindung mit dem S-Ast des Marmorzuges III hergestellt wird. Über dem nach weiteren 15 m Aplitgneis im Hangenden folgenden Marmorzug lassen sich in großer Menge linsenartige Verzahnungen von Aplitgneis und Marmor erkennen (tektonische Breccien). Westlich keilt diese Marmorlage aus, im O befindet sich an der Umbiegungsstelle, dort wo der Marmor quer zum Streichen zur tieferen Lage einschwenkt, die Lokalität der Abb. 3 des I. Teiles dieser Arbeit. Einige Schritte weiter östlich von diesen Aufschlüssen schließen sämtliche Bänder der Hangendmarmorzone wieder eng zu einem einzigen Marmorzug zusammen, wobei die zwischengelagerten Gneis-, Quarzit- und Phyllitlinsen nach O ausspitzen. So erreicht der Hangendmarmor das Schuttfeld westlich vom Melnikbach.

Fig. 14 A gibt das Profil wieder, das sich an der linken Kante der Schlucht des Melnikbaches durch den liegenden Abschnitt des Gesteinszuges IV aufnehmen läßt.

Über Gneis und Marmor der Unterlage folgen Quarzit und Kalkphyllit mit eingeschalteten Marmorlagen und darüber die Hauptmasse der Kalkphyllite (30 m). Quarzit und Marmor schließen die Phyllitserie gegen oben ab. Konkordant darüber liegt in der Schlucht des Baches gut aufgeschlossen Aplitgneis. Höher oben, dort wo der Melnikbach in windungsreichem Lauf ruhig dahinfließt, stehen Migmatitgneise mit amphibolitischen Einlagerungen an. Darüber endlich folgt der hangende Marmorzug.

Im hangenden Abschnitt des Gesteinszuges IV erkennen wir also eine von oben her eintauchende Gneissynklinale, deren Auskeilen im W inmitten der Phyllite der rasenbedeckten Karstufe auch deutlich aufgeschlossen ist. Gegen O nimmt diese Gneislage rasch an Mächtigkeit zu und verdrängt so auf verhältnismäßig kurzer Strecke die Phyllite. 100 m östlich von der Melnikschlucht verschwindet der letzte Phyllitrest zwischen Gneis und Liegendmarmor: Hangend- und Liegendmarmor gehen als isolierte, von Zentralgneis umschlossene Gesteinsbänder in die Schober-SW-Flanke ein.

Gesteinszug V. Konnten wir am unteren Ende der Melnikschlucht feststellen (Fig. 14 A), daß der Gneis an der Basis des Gesteinszuges IV

gegen O zu auskeilt, so ist es der Kalkmarmor des Gesteinszuges V, der nun seinerseits gegen W vordringt, den Bachlauf überschreitet und westlich über dem Gneis aushebt.

Das stirnartige Eintauchen des Marmors V mit der synklinalen Gneiseinfaltung ist in der Natur sehr deutlich aufgeschlossen und wurde von F. BECKE teilweise in seinem Profil angedeutet und im Text folgendermaßen beschrieben: „... Zwischen beiden Marmorhorizonten“ (Liegend- und Hangendmarmor des Gesteinszuges V) „bildet Gneis eine stark gefaltete, zum Teil synklinal gestauchte Partie.“ Dort, wo sich Liegend- und Hangendmarmor westlich vom Bach zu dem gegen W konvex ausbiegenden Marmorschluß vereinen, fallen die Marmorplatten allseits unter den Gneis ein, der den inneren Kern des Bogens ausfüllt und den markanten, auch in BECKES Profil dargestellten 30 m hohen Riegel östlich vom Bach aufbaut. An der Einmündungsstelle des aus dem NW-Melnikkar herabkommenden Bachlaufes taucht der Marmor besonders eindrucksvoll stirnartig gewölbt unter dem Gneis auf. Karsterscheinungen begünstigen den exakten Nachweis.

Nach O zurückbiegend, tritt der Liegendmarmor V mit dem Hangendmarmor des Gesteinszuges VI zusammen. An der Vereinigungsstelle sind Gneis-Marmor-Verfaltungen in reichem Ausmaße erschlossen: hier dürfte sich die Stelle befinden, an der F. BECKE die Beobachtung einer „Aplitapophyse im Marmor“ angestellt hatte (siehe I. Teil, 1939, S. 297).

Gesteinszug VI. In modellartiger Klarheit tritt uns das W-Ende des Gesteinszuges VI entgegen (Abb. 7, Taf. VI). Phyllite sind dem gegen W aushebenden Marmor synklinal eingeschaltet.

F. BECKE verzeichnet den Marmorkeil als antiklinale, von N aus dem Gneis aufragende Falte, ohne nähere Erklärungen hinzuzusetzen. Demgegenüber erweisen meine Beobachtungen, daß es sich hier wiederum um einen von oben her eintauchenden synklinalen Faltenschluß handelt, der somit ebenfalls westlich aushebt.

Das Gneisblockfeld unter dem Hammerleiten-SO-Kamm verdeckt das W-Ende des Gesteinszuges. Doch läßt sich am rechten Ufer des Melnikbaches folgendes Profil in S—N-Richtung aufnehmen: Über Aplitgneis (N 80° W, 40° N) folgt der Liegendmarmor (15 m mächtig, N 55—60° W, 40—45° N) und darüber die Phyllite (20 bis 30 m mächtig). Der nun folgende Hangendmarmor ist in einem plastischen Scharnier steil gegen S zurückgebogen und verbindet sich unter den Phylliten hindurch mit dem Liegendmarmor. So ist die synklinale Stirnfaltennatur des Gesteinszuges VI einwandfrei erwiesen.

Die Kalkphyllite treten noch auf die O-Seite des Baches über, keilen aber nahe der Liegendgrenze des Gesteinszuges bald aus, während der Marmor zu 50 m Mächtigkeit anschwillt.

Vereinigt treten Marmor V und VI in die Schober-SW-Flanke ein.

Verfolgen wir nun die im Gneis isoliert dahinziehenden Marmorbänder der Schober-SW-Flanke (Fig. 12 und Fig. 14)!

Hoch oben streichen jene beiden auffälligen Marmorbänder (Fig. 12) schräg aus der in die Schober-SW-Flanke eingesenkten, von grobem Blockwerk erfüllten Nische gegen den Schober-NW-Kamm aufwärts. Zwei am Talboden unterhalb des Blockfeldes erschlossene Marmorschollen stellen die Verbindung mit dem Hangendmarmor des Gesteinszuges IV her.

Steigt man vom Vorgipfel (Steinmann) des Schobers steil gegen W ab, so zeigt unter den massigen Gneisbänken ein Quellenhorizont den Eintritt in den höchstgelegenen Gesteinszug der Silbereckmulde der Schober-SW-Flanke an. Serizitquarzit, Serizitphyllit, Granatglimmerschiefer und Kalkmarmor queren als einheitliches Band die von Schluchten zerfurchte

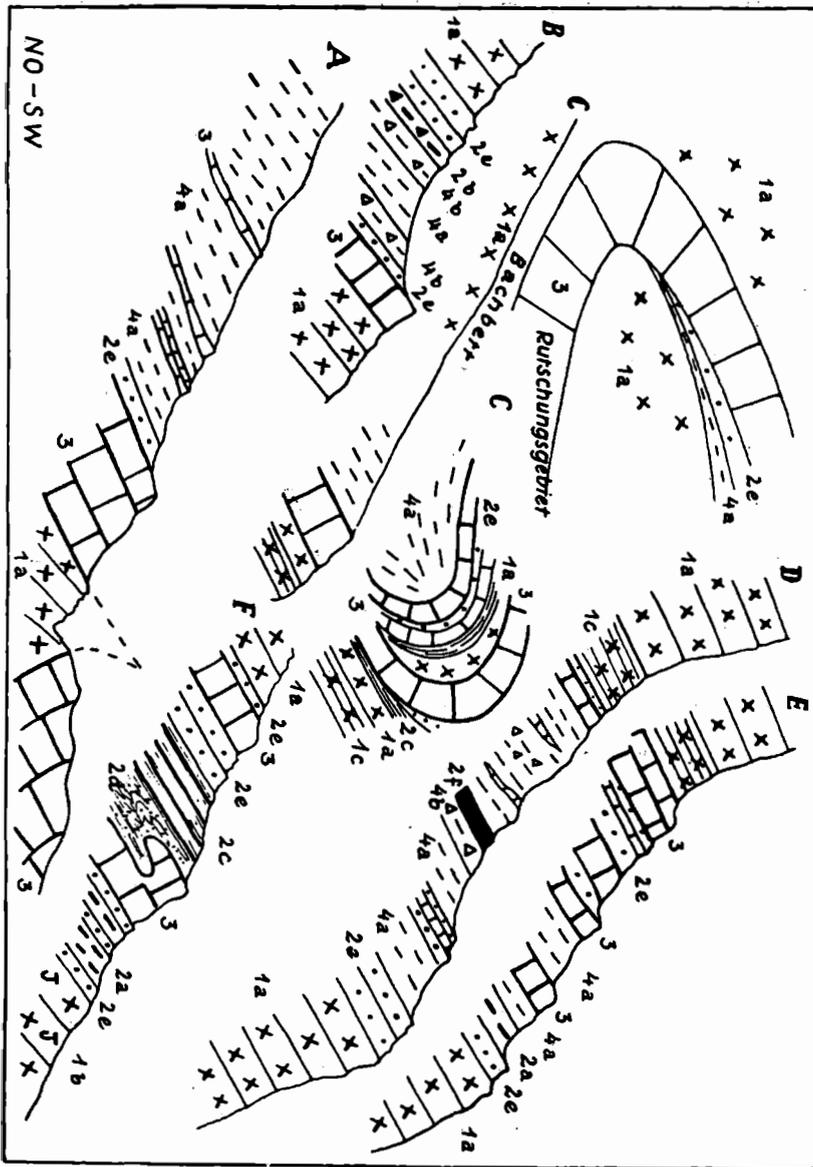


Fig. 14. Querprofile durch die isolierten Gesteinszüge der Silberbeckmulde innerhalb des Zentralgneises der Schober-SW-Flanke und des Melnikars.

A Gabelung von Gesteinszug IV und V. Linke Kante der Schlucht des Melnikbaches, unteres Melnikkar.

B Höchster Gesteinszug der Silberbeckmulde an der Schober-SW-Flanke. Nordwestlich der großen Schoberschucht.

C Plastische Falte, mittels welcher der Gesteinszug der Silberbeckmulde unvermittelt ein gegenüber der Ausgangsstelle 50 m höher gelegenes tektonisches Niveau innerhalb des Zentralgneises erreicht. Wildbachtrichter der Mirz.

D und E Gesimse des Silbereckmulde-Gesteinsbandes in den senkrechten Gneisabstürzen der Loibspitz-SW-Flanke. D Mittlere Rippe. E Östlichste Rippe.
 F Tiefster Gesteinszug der Silbereckmulde an der Schober-SW-Flanke. Bach-einschnitt südwestlich des frischen Bergsturzabrisse über der Melnik-Ochsenhütte.

- 1 a Granit- und Aplitgneis.
- 1 b Tonalitgneis.
- 1 c Migmatitgneis.
- 2 a Woiskenschiefer.
- 2 b Granatführender Woiskenschiefer.
- 2 c Muskow t-Biotitglimmerschiefer.
- 2 d Gneisquarzit.
- 2 e Serizitquarzit.
- 2 f Graphitquarzit.
- 3 Kalkmarmor.
- 4 a Kalkphyllit und Glanzschiefer.
- 4 b Granatphyllit.

Bergflanke. Eine 40 m mächtige Gneiszwischenlage trennt hier das höhere Marmorband von dem tieferen. Beide vereinigen sich gegen SO.

50 m nordwestlich vom Bergrücken, der die breite vom Schober gegen SW herabziehende Schlucht begrenzt, ist das Profil der Fig. 14 B aufgenommen.

Unter den dunklen Felstürmen basischer Gesteinsmassen folgt heller Flaseraplitgneis. Apfelgrüner Serizitquarzit (3 m) leitet die 15 m mächtige Gesteinsserie der Silbereckmulde ein. Der Marmor erscheint auf das Liegende beschränkt; Augengneis bildet die Unterlage; doch stellen sich bald wieder Migmatite, basische Gesteine, grobkörnige und feinkörnige Amphibolite, Bändergneise usw. in einer Mächtigkeit von 100 m ein.

Der nächst tiefere Marmorzug der Schober-SW-Flanke, der östlich vom Melnikbach aus dem Liegendmarmor des Gesteinszuges IV und dem Hangendmarmor des Gesteinszuges V hervorgeht, läßt sich als einheitliches Band ohne Unterbrechung aus dem Melnikkar heraus auf 12 km langer Strecke bis in das Perschitztal verfolgen. Bemerkenswert sind die bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen und gewisse plötzliche Umbiegungen und Scharniere, die im scharfen Gegensatz zu der weit anhaltenden Beständigkeit des Gesteinszuges stehen. Sie zeigen an, daß der Marmorzug keineswegs mit strenger tektonischer Konkordanz dahinstreicht, indem er etwa die oberflächliche Projektion einer ebenen Gesteinsplatte darstellt, sondern daß er ebensolchen tektonischen Verwicklungen wie alle Gesteinslagen der Silbereckmulde im Bereiche des Melnikkares unterlegen ist.

Zunächst sind östlich vom Melnikbach im Hangenden noch die Phyllite aus der Fortsetzung des Karriegels aufgeschlossen. Dann aber schwillt der Marmor unvermittelt zu 40 m Mächtigkeit an und baut jene wuchtigen, steil gegen SW abdachenden Felsplatten schräg unter dem Schober-W-Kamm auf (Fig. 12).

Schon im südlich folgenden Wasserriß schließen Liegend- und Hangendgneise enge aneinander. Der eben noch mächtige Gesteinszug ist hier auf ein 8 m dickes Marmorband ohne Begleitung von Quarzit und Phyllit reduziert.

Halbwegs zwischen dem Melnikkarboden und dem Bergrücken nordwestlich der großen Schoberschluht läßt sich folgendes Profil durch den Gesteinszug von unten nach oben aufnehmen: Aplitgneis, Marmor (25 m), Phyllit (20 m), Aplitgneis. In der Tiefe der Schlucht schwillt der Marmor zu beträchtlicher Mächtigkeit (50 m) an; Karstphänomene stellen sich ein. Gegen S streicht der Gesteinszug über die vielen annähernd parallel verlaufenden Querrippen als 20 m mächtiges Band mit Kalkmarmor im Liegenden und Phyllit im Hangenden zum Sattel oberhalb der Felsabstürze des Königstuhles.

Nun wird der steile Wildbachtrichter der Mirz gequert. Dort, wo der Gesteinszug den von P. 2315 herabkommenden Graben übersetzt, sind in dem 100 m hohen, vegetationsfreien Rutschungsgebiet östlich vom Bach besonders interessante Aufschlüsse zu beobachten. War der Marmorzug als verhältnismäßig ungestörtes Gesteinsband (25 m mächtig) über die steilen Rasenhänge der Mirz herabgezogen, so schlägt er hier unvermittelt mit plastischer Falte gegen NW um und biegt höher oben ein zweites Mal spitzwinkelig zurück (Fig. 14 C). Solchermaßen gegenüber dem Ausgangsstadium auf ein 50 m höher gelegenes tektonisches Niveau gebracht, streicht er in gleicher Richtung unverändert weiter.

So läßt sich der Gesteinszug nach S bis zu dem Sattel verfolgen, der gesimseartig in den Loibspitz-W-Kamm eingesenkt ist. Hier eröffnet sich ein prachtvoller Ausblick: tief unten liegt das Maltatal mit dem Pflüghof.¹⁰⁾ Senkrechte Felswände stürzen hinunter und direkt über uns erhebt sich die Loibspitz-SW-Wand. Zwischen der Gneisstilwand oben und unten bedingen die weicheren Gesteine des Marmorzuges der Silbereckmulde ein Gesimse, das ein kühn angelegter Jagdsteig als Übergang vom Perschitztal zum abgelegenen Wildbachtrichter der Mirz nützt.

Einige Querrippen bieten günstige Verhältnisse zur Profilaufnahme (Fig. 14 D und E) dar.

Nach Querung des Loibspitz-SW-Gehänges ist der Gesteinszug der Silbereckmulde zunächst auf den Wiesen am Kamm zur Perschitz aufgeschlossen. Vom Sattel südlich der Wegscheider Hütte bis hinunter zum Fallbach finden sich zwar keine Aufschlüsse anstehenden Gesteins mehr vor, doch ist hier an Hand loser Marmorblöcke, die auf eine ganz bestimmte, auch morphologisch hervortretende Linie beschränkt sind, die Fortsetzung der Zone mit Sicherheit bis hinunter zur Holzhütte, wo der vom Maltatal aufsteigende Weg die Almregion erreicht, anzugeben. Die senkrechten Wände am linken Ufer des Fallbaches sowie die mächtigen Gneisabstürze, über welche der Perschitzbach ins Maltatal hinunterstürzt (Schleierfall), gewähren keinerlei Anhaltspunkte für eine weitere Fortsetzung des Gesteinszuges der Silbereckmulde.

Der aus Gesteinszug V und VI hervorgegangene Marmorzug tritt nordöstlich der Melnik-Ochsenhütte in die Schober-SW-Flanke ein. Auch für dieses bis zum Querrücken nordwestlich der großen Schoberschluht zu verfolgende Marmorband gilt die uns schon bekannte unregelmäßige Mächtigausbildung im Gefolge plötzlicher Faltenscharniere und Abbiegungen.

Steigt man von der Ochsenhütte gegen O an, so trifft man über dem von Apliten durchschlagenen Tonalitgneis zunächst auf die 10 m mächtige Glimmerschiefer-Quarzit-Serie. Darüber folgt mit einer senkrechten Abbruchwand, die durch einen frischen Bergsturz¹¹⁾ bedingt ist — gewaltige

¹⁰⁾ An dieser Stelle wird die bedeutendste relative Erosionshöhe im Maltatal erreicht. Einer Horizontalabstanz von 1000 m entspricht der Höhenunterschied von 1200 m.

¹¹⁾ Infolge des jähen Wechsels von Gesteinslagen verschiedener Widerstandsfähigkeit (Gneis, Marmor, Phyllit usw.) gegenüber den abtragenden Kräften der Atmosphären sind lokale Bergstürze in der östlichen Silbereckmulde recht häufig; ihre Spuren können wir auf Schritt und Tritt verfolgen. Daß sich diese Felsstürze auch innerhalb einer kurzen Spanne Zeit schon recht bemerkbar machen (Almwirtschaft!) belegen folgende Daten: 1. Nach Aussage des Halters auf der Melnik-

Kalkmarmorblöcke bedecken das Gelände bis hinunter zum Melnikbach —, das hier 40 m mächtige Marmorband. Gegen W nimmt die Mächtigkeit des Marmorbandes sehr rasch ab, so daß schon im nächsten Bachriß das Profil der Fig. 14 F aufzunehmen ist.

Die westliche Silbereckmulde.

Die folgenden Darlegungen mögen der Anregung dienen, auch diesen Abschnitt der Silbereckmulde einer einheitlichen geologischen Detailuntersuchung zu unterziehen. Auf Übersichtsbegehungen, die ich zum Teil als Begleiter von Herrn Professor F. ANGEL im Sommer 1936 mitmachte und zum Teil allein im Sommer 1939 durchführte, ergaben sich mannigfache Beziehungen zum Bau der östlichen Silbereckmulde, die eine zukünftige geologische Detailuntersuchung besonders wünschenswert erscheinen lassen. Die Ergebnisse meiner Übersichtsbegehungen sind hier kurz wiedergegeben.

Örtlich lagert die westliche Silbereckmulde dem Ankogelmassiv diskordant auf. F. ANGEL stellte am Gneisrundhöcker unter der Gailinger Alm (unterer Rotgüldensee) S-Fallen des Gneises (Ankogelgneis) fest, das sich entlang des von der Alm gegen O führenden Jagdsteiges bis zur Auflagerungsgrenze der Silbereckmulde verfolgen läßt. Im Moritzental wurde schon von F. BECKE widersinniges SW-Fallen des Ankogelgneises an der Basis des Liegendmarmors der Silbereckmulde beschrieben. Nordöstlich über dem Karwassersee fanden F. ANGEL und ich in 2100 m Höhe den Ankogelgranitgneis ebenfalls gegenüber der Auflagerungsfläche der Silbereckmulde widersinnig orientiert (N 35° W, 35° S).

Fraglich ist die tektonische Stellung der Altenbergscholle im Murtal, die bereits von F. BECKE beschrieben wurde und von F. ANGEL als Fenster der „Silbereckscholle“ unter dem Hochalmgranit gedeutet wird („Altenberger Fenster“).

Das Profil des Schober-O-, beziehungsweise -NÖ-Kammes wurde von F. ANGEL mitgeteilt. Der an der steilen W-Flanke des Rotgüldentales gut aufgeschlossene Liegendmarmorzug wird höher oben von Ankogelgneis überwölbt. Die von F. ANGEL hoch oben am Kamm unter dem Schobergipfel isoliert im Gneis aufgefundene Marmorscholle sowie das schon F. BECKE bekannte Auskeilen der liegendsten Marmorlage im Gneis der Schrovinkarflanke vervollständigen das gewohnte Bild der Ankogelgneisüberfaltung. Demgegenüber lagert der markante Granitgneiswandzug der Hochalmdecke am Kamm westlich über dem Rotgüldental mit messerscharfer Konkordanz dem hangenden, streng isoklinalen Schichtstoß der Silbereckmulde auf.

Im Liegendteil des Schober-N-Profiles stellen sich die Erscheinungen der Ankogelgneisüberfaltung südlich vom Schloßchartel (Scharte zwischen

ochsenhütte (1938) ereignete sich der gewaltige, oben erwähnte Bergsturz im Melnikkar am Pfingstsonntag des Jahres 1938 (bei einer Begehung im September 1937 existierte der Bergsturz noch nicht!) und wurde von dem Halter von der oberen Melnikalm aus beobachtet. 2 Ich selbst beobachtete am 31. Juli 1939, 10.15 Uhr, den Absturz einer der in die weichen Phyllite der Lieserkar-O-Steilwand (Fig. 3 C) von oben her eintauchenden Marmorwalzen aus nächster Nähe. 3. Am 29. August 1939 wurde im sogenannten „Kessel“ (Rasengelände südlich vom Schurfspitzgipfel, in zirka 2350 m) ein Mastochse von einem herabstürzenden Kalkmarmorfelsblock erschlagen. Der Block stammt aus dem frischen Bergsturzgelände der Schurfspitz-S-Flanke, das im Sommer 1938 noch nicht bestand.

Schober und Mannsitz) ein. Besonders eindrucksvoll ist die Stirnfalte des Liegendmarmorzuges an der W-Flanke unter dem Mannsitz (P. 2526) aufgeschlossen (widersinnige S-Rückbiegung). Gegen oben begrenzt der Hochalmgneis des Mannsitz mit Serizitquarzit an der Basis das Gleitbrettpaket der höheren Silbereckmulde.

Der Moritzen-W-Kamm (Marchkareck—Frischinghöhe) zeigt von O gesehen die Erscheinung der Ankogelgneisüberfaltung, das stirnartige Absinken des Liegendmarmorzuges gegen N und die konkordante Auflagerung des Hochalmgneises in ausgezeichneter Weise. Das Auskeilen des Liegendmarmors im Ankogelgneis hat schon F. BECKE in zwei Skizzen der Langen Wand festgehalten. Doch handelt es sich nicht um „eine ausgedehntere lokale Störung im Bau des Gebirges“, sondern um die vom Waschgang her ununterbrochen zu verfolgende Ankogelgneisüberwölbung über den Liegendmarmor.

Ebenso wie an der Schurfspitze drängt der massige, streng geklüftete Granitgneis mit steil gestellter Grenzfläche diskordant (N 65° O, 30° N) gegen den Liegendmarmor vor, der seinerseits an der Basis der Wand einen 100 m langen Keil gegen S entsendet. Auf der Kammhöhe über der Langen Wand sind großzügige Gneismarmor-Verfaltungen aufgeschlossen. Im Hangenden des Marmors der Langen Wand tritt eine 250 m lange Gneiszungge gegen N vor und wird stirnartig von Marmor überwölbt, der seinerseits im Hangenden der Gneislage weit gegen S zurückbiegt. Darüber sind noch zwei ausgedehnte Gneiseinfaltungen, die durch synklinale gegen S abschließende Marmorbänder geschieden werden, aufgeschlossen.

Der vom oberen Murtörl zum Hochtal der obersten Mur (Schmalzgrube) abdachende Hang schließt einen verwickelten Faltenbau auf. Der liegendste Marmorzug streicht entlang der Setzwand den Hang aufwärts und keilt in der Rinne, die zur Scharte zwischen Schöderhorn und P. 2473 ansteigt, gegen oben im Ankogelgneis aus. Drei höhere Marmorlagen sind in komplizierter Weise mit der recht mächtig ausgebildeten Gesteinsserie der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe¹²⁾ in Falten gelegt.

700 m westlich vom oberen Murtörl keilt die vom Waschgang her ohne Unterbrechung zu verfolgende Hauptzone der Silbereckmulde im Gneis aus. Einer geologischen Neuaufnahme des westlich anschließenden Gebirgsstückes ist es vorbehalten, den Zusammenhang der von F. BECKE bis in die Gegend von Badgastein verfolgten mehr oder weniger isolierten Schollen aus Gesteinen der Silbereckmulde dort zu vervollständigen, wo tiefe Täler und starke Bewaldung bisher die Beobachtung störten.

Nach der isoliert im Gneis schwimmenden Marmorscholle im Krehalpenkar fehlt in den Aufschlüssen zu beiden Seiten der Groß-Arler Talsohle (beim Seegut) und auf der westlich darüber folgenden Kammhöhe (südlich vom Spielberg) der Hochalmgneis im Hangenden der Gesteine der Silbereckmulde. Statt dessen sind es, wie ich mich überzeugen konnte, die typischen Gesteinsglieder der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Hochalmschieferhülle (Quarzite mit Chloritidioblasten usw.), die am Kamm südlich vom Spielberg dem Silbereckmarmor auflagern.

In der Umgebung der Petzach-Alm treffen wir die Kalkmarmore (bis 20 m mächtig) und ihre Begleiter wieder in der bezeichnenden Lage innerhalb des Gneises und teilweise mit Gneis verfalzt an. In ununterbrochenen Aufschlüssen zieht das Marmorband mit charakteristischen Karsterschei-

¹²⁾ Auffällig ist die große Menge von Serizitquarzit mit Magnetitporphyroblasten in der Umgebung des oberen Murtörls.

nungen von der Petzach-Alm gegen SW zur Kammhöhe östlich unter P. 2324 hinauf und von dort ein Stück den steilen Kötschach-N-Hang abwärts. Das Nachsuchen nach dem Bande südwestlich unter dem Freyberg blieb erfolglos, so wie schon F. BECKE am S-Abhange des Flugkogels umsonst nach der Fortsetzung des Marmorbandes suchte. Hier endet der westlichste uns bisher bekannte Aufschluß der Silbereckmulde: Ob in der von F. BECKE angegebenen Weise Zusammenhänge dieser noch mit Sicherheit der Silbereckmulde zugehörnden Aufschlüsse mit dem Angertalmarmorband im Liegenden des Flugkogelgneises bestehen, beziehungsweise mit dem Angertalmarmorhorizont an der Basis der „Schieferhülle“ westlich der Gasteiner Ache, werden spätere Untersuchungen zeigen.

Überblicken wir die Ergebnisse der Übersichtsbegehungen in der westlichen Silbereckmulde, so ist festzustellen, daß die zusammenhängende Zone der Silbereckmulde vom Waschgang bis zum oberen Murtörl und weiterhin die mehr oder weniger isolierten Schollen bis in die Gegend von Badgastein dieselbe tektonische Lage einnehmen. Wir fassen daher die gesamte Zone unter dem einen Namen Silbereckmulde zusammen. Die Überfaltung des Ankogelgneismassivs gegen N, die Faltenstirne des Liegendmarmorzuges, die Gleitbrett-Tektonik der Hauptmasse der Gesteine sowie die konkordante Auflagerung des Hochalpineis ist gesetzmäßig durch die westliche Silbereckmulde hindurch zu verfolgen. Die Verfaltungsbilder Gneis-Marmor nehmen entsprechend der Mächtigkeitsabnahme der Silbereckmulde gegen W an Bedeutung zu, wie wir das ähnlich auch in der östlichen Silbereckmulde (Mächtigkeitsabnahme gegen O) im Melnikkar feststellen können.

Die zukünftige geologische Neuaufnahme der westlichen Silbereckmulde wird noch manche interessante Einzelheit an den Tag fördern und aller Voraussicht nach einen engeren Zusammenhang der schollenartigen Vorkommen westlich vom oberen Murtörl erweisen.

Der Faltenmechanismus der Silbereckmulde.

Richtlinien.

Aus der geologischen Detailbeschreibung der vorhergehenden Abschnitte ergibt sich eine Reihe von theoretischen Fragen, die einer einheitlichen Lösung zustreben.

Aufgabe der folgenden Ausführungen ist es, den Bewegungsmechanismus der Silbereckmulde zu klären. Die prachtvollen Aufschlüsse in der Natur und die recht auseinandergelassenen Vorstellungen, welche sich die Forscher bisher vom Bauplan dieses Gebirgsabschnittes bildeten, gestalten unser Vorhaben zu einer besonders dankbaren Aufgabe.

Verlassen wir aber das Feld der Wiedergabe reiner Beobachtungstatsachen, so stehen wir zunächst einer solchen Fülle ungelöster Fragen und Probleme gegenüber, daß wir uns gezwungen sehen, unter den vielen Dingen, die wir nicht wissen, Auslese zu halten.

Bewußt beschränke ich mich hier auf einen rein tektonischen Fragenkreis. Konnte schon in den vorhergehenden Abschnitten durch die Betonung wiederholter Gesetzmäßigkeiten einige Ordnung in den Faltenwurf der Silbereckmulde gebracht werden, so ist nun der Gesamtmechanismus zu untersuchen. Angestrebt wird dabei lediglich, ein möglichst naturgetreues Bild vom Abwicklungsvorgang der Faltung zu entwerfen, wozu die

Natur mit ihren großartigen Marmorscharnieren, Stirnfalten und messerscharfen Überschiebungsflächen ja direkt herausfordert.

Die in der Literatur so oft geübte Vermengung tektonisch-stratigraphischer Fragen mit Problemen der Gneisbildung, der Metamorphose und Stoffaustauscherscheinungen, die heute leider noch größtenteils in die dunklen Grundtiefen der Petrologie einmünden, hat viel Unklarheit angestiftet. Freilich muß es auch in den Zentralalpen das Ziel geologischer Forschung sein, ein möglichst umfassendes Bild des zeitlichen Geschehens wiederzugeben. Daß aber solch ein Ziel für den heutigen Stand unserer Kenntnis zu weit gesteckt ist, erweisen am besten die sich noch immer radikal widersprechenden Meinungen über den Werdegang des Zentralgneises.

Unsere Beschränkung auf rein tektonisch-mechanische Fragen bedeutet keine Unterschätzung der klassischen Tauernprobleme. Nein im Gegenteil! Eine auf exakten Tatsachen beruhende tektonische Synthese, wie sie uns das Bewegungsbild der Silbereckmulde an die Hand legt, wird überhaupt erst die Grundlage schaffen, von der aus man in diesem Abschnitt der Hohen Tauern an so schwierige Fragestellungen, wie zum Beispiel in welchem Zustand sich der Zentralgneis zur Zeit der Faltung befunden hat usw., heranzugehen vermag. Auf Grund der Kenntnis des mechanischen Abwicklungsvorganges erscheint aber schon jetzt die Silbereckmulde mit ihrem regionalen Verfaltungsbild Gneis-Marmor zur Aufklärung mancher grundsätzlicher Fragen in den Hohen Tauern sehr geeignet.

Allerdings könnte man trotz all diesen Beschränkungen noch einwenden, es wäre meine Pflicht, überhaupt erst zu erweisen, daß es sich in der Silbereckmulde um einen mechanischen Faltenbau handle und daß sich der Zentralgneis ebenso wie die Schieferhülle wenigstens bei der Bildung des heute uns vorliegenden Faltenwurfes den gebirgsbildenden Kräften gegenüber passiv verhalten habe. Solch einem Einwurf aus dem Lager der Ultramagmaaktivisten können wir heute noch nicht beweiskräftig entgegenen. In diesem Falle wäre nur zu raten, die in den vorhergehenden Abschnitten mitgeteilten Detailausschnitte aus der Silbereckmulde mit den bekannten, durch die Einwirkung äußerer Kräfte (experimentelle Nachahmung der gebirgsbildenden Bewegungen), also rein passiv entstandenen Verformungsbildern halbstarrer und plastischer Medien zu vergleichen, wie das schon an so vielen Stellen der Alpen getan wurde. Im übrigen wollen wir ja erst das Rüstzeug schaffen, mit dessen Hilfe solchen Einwänden wirklich beweiskräftig zu entgegenen ist.

Das Bewegungsbild.

Überblicken wir das Bewegungsbild der Silbereckmulde:

An dem gegen das Maltatal abdachenden Gebirgskamme sind Zentralgneis und Schieferhülle (Silbereckmulde) in mittelsteil NO-eintauchende Falten gelegt. Die aus dem Schichtbestand der Silbereckmulde aufgebauten Gesteinszüge des unteren Melnikkares lassen drei gegen NO eintauchende Gewölbeschlüsse erkennen. Die Gewölbekerne dieser drei Falten werden wiederum von Gneis aufgebaut, der entsprechend dem axialen O-Gefälle an Mächtigkeit zunimmt und zwischen sich nur den schmalen Marmorbändern der Schober-SW-Flanke Platz läßt.

Die Gesteinszüge der Silbereckmulde des oberen Melnikkares lassen eine solche gesetzmäßige Faltenstruktur nicht unmittelbar erkennen, doch sprechen manche Erscheinungen — zum Beispiel das W-Ausheben des Gesteinszuges II am Mittleren-Sonnblick-O-Kamm über dem Gneis — dafür, daß auch hier die Marmore, Glimmerschiefer, Quarzite und Phyllite der Silbereckmulde durch einen dem unteren Melnikkar analogen Faltenwurf in ihre heutige isolierte Lage inmitten des Zentralgneises versetzt worden sind.

Die auffallendste Erscheinung des Bauplanes der Silbereckmulde an der N-Flanke des Tauernhauptkammes hingegen bildet die Überschiebungsbahn des Granitgneises der Hochalmdecke im Hangenden der Silbereckmulde.

Es ist daher die für die Auflösung des gesamten Bewegungsbildes der Silbereckmulde entscheidende Frage, in welcher Weise die Verbindung des Überschiebungsbauens der Tauern-N-Flanke mit dem Faltenwurf der S-Flanke zu erfolgen hat. Unter Berücksichtigung und Auswertung der geologischen Detailaufschlüsse nördlich und südlich vom wasserscheidenden Hauptkamm wurde diese Frage im Sinne der Taf. IX gelöst.

In Taf. VIII sind nur solche „Luftsättel“ und Verbindungen eingetragen, deren objektive Richtigkeit durch sichere Beobachtungstatsachen gewährleistet ist. Aus den Querprofilen geht hervor, daß die Zone der lokalen Überwölbung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde nicht einem aus BECKES Profil durch die obere Melnikalm (1912) abzuleitenden hangendsten Abschluß der Silbereckmulde gegen oben entspricht.

Eine noch höhere Falte der Silbereckmulde gibt sich zu erkennen.

Am Trennungskamme zwischen Lieser- und Ebenlanischkar richtet sich der Marmor aus der Unterlage der Ankogelgneisüberfaltung (Gneis-Deckkappe nördlich der Ödenlanischscharte) am N-Ende der Gneiszunge steil auf, überwölbt die Gneiszunge und streicht schräg gegen S in die Luft aus. Ebenso stößt die besonders deutlich aufgeschlossene Auskeilstelle des Marmors im Gneis der Waschgang-O-Flanke keineswegs die höchste Lage der Silbereckmulde dar; schon 30 m nördlich biegt der Marmor abermals steil aufwärts und ist in einem tektonisch höheren Niveau innerhalb des Gneises der Waschgang-W-Flanke bis über den Hauptkamm zu verfolgen. Dieser im Hangenden der Ankogelgneisüberwölbung gelegenen Falte der Silbereckmulde gehört auch das Marmorband des Eisenspitz-N-Kammes an. Bloß an einer Stelle, und zwar am Kleinen-Sonnblick-O-Kamm (Gesteinszug I des oberen Melnikkares) überschreiten die Gesteine der Silbereckmulde ungehindert den Tauernhauptkamm.

Die gewissenhafte Auswertung sämtlicher Detailaufschlüsse¹³⁾ führt zum Ergebnis, daß der Faltenzug der Silbereckmulde, welcher sich noch über der lokalen Überfaltungszone des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde einstellt, mit dem Gesteinszug I des oberen Melnikkares in direkte Verbindung tritt.

Somit keilt die zusammenhängende Zone der Silbereckmulde nördlich vom Tauernhauptkamm nicht, wie F. BECKE und im Anschluß an ihn

¹³⁾ An Ort und Stelle erkannte ich die Schwierigkeit des zu lösenden Problems im Sommer 1935 und suchte die betreffenden Aufschlüsse in drei darauffolgenden Jahren immer wieder auf.

A. WINKLER meinten, am Waschgang aus, um dann in Form einzelner antiklinaler Keile von unten her im Melnikkar nochmals bis an die Gebirgs-oberfläche durchzustößen; sie setzt vielmehr in Form eines in allen seinen Einzelheiten nicht mehr rekonstruierbaren Faltenbaues über den wasser-scheidenden Hauptkamm auf die S-Flanke in das Melnikkar über.

Der Zentralgneis aus den Gewölbekernen der NO-eintauchenden Faltenzüge der S-Flanke entspricht also dem Hochalm-Zentralgneis der N-Flanke. Der Faltungsvorgang der Silbereckmulde stellt sich folgendermaßen dar:

Die von S her vordrängende Hochalmdecke staute sich an der S-Flanke des Ankogelmassivs immer höher auf und verursachte den Faltenwurf der S-Flanke. Endlich war der First des Ankogelmassivs erreicht und nun konnte die Hochalmdecke ungehindert über der Schieferhülle des Ankogelmassivs (Silbereckmulde) gegen N abgleiten, wobei diese gegen unten zusammengestaucht wurde und der Faltenbau und die Gleitbrett-Tektonik der Silbereckmulde nördlich vom Hauptkamme entstand.

In diesem Zusammenhange erkennen wir die lokale Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde nördlich vom Waschgang als einfachen und natürlichen mechanischen Teilvorgang des gesamten Bewegungsbildes. Durch die abscherende Wirkung des N-Abgleitens der Hochalmdecke würde der First des Ankogelmassivs überwältigt, gegen N gekippt und gezwungen, keilartig in seine eigene Schieferhülle (Silbereckmulde) vorzudringen. Daß die prachtvolle Faltenstirnzzone des Liegendmarmors mit der Ankogelgneisüberfaltung in direktem Zusammenhang steht, konnte schon im Rahmen der geologischen Detailbeschreibung gezeigt werden.

Infolge des nördlichen Abgleitens der Hochalmdecke wurde die darunterliegende Silbereckmulde in Falten gelegt und gegen unten zusammengestaucht. Damit steht die schon von F. BECKE an mehreren Stellen beobachtete Mächtigkeitszunahme der Silbereckmulde gegen die Tiefe zu in Einklang. Besonders deutlich konnten wir diese Mächtigkeitszunahme nach der Tiefe an den Phylliten der Liegendserie der Silbereckmulde nachweisen; während die widersinnig rückgebogenen Stirnfalten des Liegendmarmors im Gefolge der Ankogelgneisüberfaltung keilartig gegen S zurückweichen, nehmen die Phyllite den freigewordenen Raum ein.

Auch der komplizierte Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde fügt sich dem Gesamtbewegungsbilde harmonisch ein. Durch den Vergleich der Profile Schurfspitz-O-Kamm und Silbereck-NO-Kamm wurde gezeigt, daß sich der Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde aus einem einfachen Faltenbau der Liegendserie (östliche Silbereckmulde), die von oben her stirnartig in ihr stratigraphisch Hangendes eindringt, ergibt. Entsprechend dem allgemeinen axialen O-Gefälle entfernen wir uns gegen W immer mehr vom First des Ankogelmassivs. Infolge der Mächtigkeitszunahme der Silbereckmulde bis zum Schrovinkar und infolge des immer tieferen Absinkens der Hochalmdecke gegen W zu, nehmen die Überschiebungsvorgänge an parallel zueinander gelegenen Abtrennungsfugen (Gleitbrett-Tektonik) gegenüber der Ausbildung freier, geschwungener Faltung immer mehr überhand.

Derselbe Übergang von freier Faltung zu Gleitbrett-Tektonik, den wir von O nach W verfolgen, beherrscht auch sämtliche, quer zur Streich-

richtung durch die Silbereckmulde der Tauern-N-Flanke gelegten Profile: Immer wieder erkennen wir im Liegenden die prachtvollen Faltenbilder der Ankogelgneisüberfaltungen, der Stirnfalten des Liegendmarmors usw., während sich gegen das Hangende zu unter dem alles gleichplättenden Druck der Hochalmdecke die Strukturelemente glätten und die einzelnen Schichtglieder in unübersichtlicher Reihenfolge übereinander aufgestapelt als beinahe planparallele Platten gegeneinander abgrenzen, deren klarstes Abbild die Überschiebungsfläche der Hochalmdecke selbst ist.

Weitere Beobachtungen und Verallgemeinerungen zum Bauplan der Silbereckmulde.

So weit ist der Faltenbau der Silbereckmulde an Hand der Aufschlüsse rekonstruierbar. Wir haben einen durch Beobachtungstatsachen gesicherten Baustein für das tektonische Gebäude unseres Gebirgsabschnittes gewonnen und wollen nicht mit verfrühten Spekulationen den Versuch zu einer Darstellung des gesamten Gebirgsbildungsvorganges in unserem Gebiete unternehmen.

Nun seien noch einige Besonderheiten des Bauplanes der Silbereckmulde hervorgehoben, deren Erkenntnis sich ebenfalls auf einfache Beobachtungen der natürlichen Aufschlüsse stützt und die dazu geeignet sind, Mißverständnisse zu beseitigen, die durch rücksichtslose Eingliederung der Hohen Tauern in das „Penninsystem“ im Zuge der klassischen Deckenlehre der Ostalpen in unserem Gebirgsabschnitte begangen wurden.

Folgende Tatsachen werden kurz erörtert:

1. O—W-Bewegungen in der Silbereckmulde.
2. Der Gegensatz zwischen NNW—SSO-Streichen der östlichen Silbereckmulde und NNO—SSW-Streichen der Katschbergzone; der echte Massivcharakter der Ankogelzentralgneismasse; Diskordanzen und tektonische Konkordanzen; der sogenannte „penninische Tiefenbau“ der Hohen Tauern stellt sich als ein auf die Hangendserien der Hohen Tauern beschränkter, unter Belastung erwungener Gleitbrettbau dar.
3. Das verschiedene mechanische Verhalten des Gesteinsmaterials gegenüber den gebirgsbildenden Kräften; die Bedeutung zukünftiger Detailuntersuchung der Granitgneis-Kalkmarmor-Verfaltungen in der östlichen Silbereckmulde für allgemeine Fragen der alpinen Gneisbildung.
4. Die Möglichkeit der Auflösung und der mechanischen Erklärung „geologischer Bewegungsbilder“ (O. AMPFERER) auch in den zentralen Ostalpen.

1. Gewiß ist es eine für den Geologen besonders erfreuliche Aufgabe, mit Hilfe der Konstanz tektonischer Axen nach dem Vorbilde E. ARGANDS Rückschlüsse auf größere Tiefen seitlich gelegener Gebirgsabschnitte führen zu können. In einen solchen Versuch der Auflösung der „Tiefentektonik der penninischen Decken des östlichen Tauernfensters“ wurde das vorliegende Gebiet durch L. KOBER einbezogen (Das östliche Tauernfenster, 1922). Den Serienprofilen dieser Arbeit verdanken wir den Ausdruck „Tektonogramm“, der seither mehrfach für räumlich wirkende geologisch-tektonische Übersichtsdarstellungen zur Anwendung gekommen ist.

Um die tektonischen Verhältnisse der Silbereckmulde übersichtlich darzustellen, wurde dieser Arbeit ebenfalls ein Tektonogramm beigegeben (Taf. IX). Jedoch sind die im Abschnitt „Der Ostabschluß der Silberckmulde im Einzugsbereiche der Lieser“ geschilderten tektonischen Verhältnisse, die nur durch einen O—W-gerichteten Bewegungsvorgang ihre Erklärung finden können, so bedeutend, daß eine Darstellung der seitlichen Tiefenverhältnisse der Silbereckmulde, deren Voraussetzung monokline Bewegungssymmetrie (N—S Richtung) mit konstanter Axenebene (O—W Richtung) ist, sinnlos wäre.

Die Zentralgneismasse der Hochalmdecke riegelt die Silbereckmulde im Einzugsbereiche des obersten Liesertales unvermittelt ab, ohne daß diese, wie es einem normalen O-Gefälle der tektonischen Axen entsprechen würde, die Tiefe des Tales erreicht. Hierbei kommt es zur Ausbildung von NO—SW-Streichen mit S-Fallen der Gesteine, wie es der Silbereckmulde sonst durchaus fremd ist. Mannigfache Verzahnungen und Verfaltungen des Granitgneises mit den Gesteinen der Silbereckmulde kennzeichnen die Grenzzone. Auch hier legen die plastischen Deformationsbilder des Kalkmarmors das sicherste Zeugnis für die stattgefundenen Bewegungsvorgänge ab. Es wurde beschrieben, daß in den beiden übereinandergestaffelten Kalkmarmorwänden am N-Gehänge über dem Lanischfall (Fig. 10) eindeutige O—W-gerichtete Scharniere der von unten auftauchenden und westwärts über die Phyllite gewölbten Kalkmarmorplatten aufgeschlossen sind. Daß auch andernorts sich Andeutungen O—W-gerichteter Bewegungen in der Silbereckmulde (zum Beispiel Lieserkar-O-Wand) zu erkennen geben, ohne jedoch ein so bedeutendes Ausmaß zu erreichen, sei erwähnt.

Da im Gegensatz zu den nördlichen Kalkalpen über Zusammenhänge O—W-gerichteter Bewegungen in den Zentralalpen noch wenig bekannt ist, kann nicht entschieden werden, ob die O-Abriegelung der Silbereckmulde im Einzugsbereiche des obersten Liesertales durch rein lokale oder durch allgemeine tektonische Erscheinungen bedingt wurde. Es entzieht sich daher unserer Kenntnis, ob und in welcher Form die Silbereckmulde und das Ankogelmassiv gegen O in die Tiefe sinken. Daß im Profile des Katschberges Ankogelmassiv und Silbereckmulde in 5 bis 6 km Tiefe, jedoch mit gleichbleibenden tektonischen Verhältnissen, begraben liegen (L. KOBER, Das östliche Tauernfenster, 1922, Fig. 16 und 17) ist unwahrscheinlich.

2. Ein Blick auf das Tektonogramm (Taf. IX) zeigt, daß das NNW—SSO-Streichen der östlichen Silbereckmulde in eigentümlichem Gegensatz zum NNO—SSW-Streichen des Zentralgneises und der Schieferhülle der Hochalmdecke sowie der unterostalpinen Deckeneinheiten der Katschbergzone am O-Rande der Hohen Tauern steht. Räumlich ist dies so zu verstehen, daß der differenzierte Faltenbau der tiefgelegenen Silbereckmulde gegen oben dem immer ruhiger werdenden Kuppel- und Schalenbau der Hochalmdecke weicht.

Schon von L. KOBER wurde die „Ankogeldecke“ als tektonisches Widerlager angesprochen, „über das die höheren Decken sich hinunterwälzen mußten“. Jedoch nur die Auffassung der Ankogelzentralgneismasse als Massiv mit den charakteristischen tektonischen Erscheinungen eines relativ autochthonen Gneissmassivs und den Beziehungen zu seiner Schieferhülle kann das reichhaltige Verformungsbild der Silbereckmulde verständlich machen.

Die klassische Deckenlehre der Ostalpen ließ in den Hohen Tauern nur Konkordanzen, seien sie primär-stratigraphische, seien sie sekundär-tektonische, zwischen sämtlichen Gesteinspaketen, also auch zwischen Zentralgneis und Schieferhülle, gelten. Unter der Wucht der darübergeschobenen Deckenmassen, in „erzwungener Tiefentektonik“, wäre demnach eine allgemeine plastische Verformung und ein Fließen vor sich gegangen, welches die Bildung der großen Tauchdeckfalten begünstigte. Demgegenüber wurden erstmals von B. SANDER am Tauern-W-Ende und später von A. WINKLER in den östlichen Hohen Tauern diskordante Lagerungsverhältnisse zwischen Zentralgneis und seiner Schieferhülle beschrieben.

Oben wurde bereits darauf hingewiesen, welche Bedeutung solchen Diskordanzen in der Silbereckmulde zukommt. Im Gebiete nördlich des Tauernhauptkammes kann von einer Eigentektonik des Ankogelzentralgneissmassivs gegenüber seiner Schieferhülle (Silbereckmulde), bedingt durch das verschiedene mechanische Verhalten des Gesteinsmaterials, gesprochen werden.

Setzt die Ankogelmasse mit allen Eigenschaften eines relativ autochthonen Massivs den alpinen Bewegungstendenzen am meisten Widerstandskraft entgegen, so finden wir in der Silbereckmulde den Übergang eines freien Faltenbaues im Liegenden zu erzwungener Gleitbrett-Tektonik im Hangenden, welche den Lagenbau des Zentralgneises der Hochalmdecke und die von tektonischen Konkordanzen beherrschte Struktur der Hochalmschieferhülle verursacht. Wir machen also die Erfahrung, daß die hangendsten Gesteinsschichten des Tauern-O-Endes (Lagengneise und Schieferhülle der Hochalmdecke) alle Forderungen erfüllen, welche die klassische Deckenlehre der Ostalpen an den „penninischen Tiefenbau“ der Hohen Tauern stellt, während gerade in der Tiefe des Tauern-O-Endes das Ankogelmassiv mit seiner Schieferhülle (Silbereckmulde) von einem einfachen, geschwungenen Faltenbau beherrscht wird.

Hinreichende Erklärung findet diese Tatsache durch die Erkenntnis A. WINKLERS, daß die Zentralgneisdecken der östlichen Hohen Tauern nichts anderes als Schubspäne aus dem Dache großer Zentralgneissmassen darstellen. In diesem Sinne ist auch die Hochalmdecke als ein losgelöster Schubspan des gewaltigen, relativ autochthonen Hochalmmassivs im S des Ankogelmassivs aufzufassen. Es ist verständlich, daß die alpine Deformation in den hangenden Teilen der Hohen Tauern viel kräftiger durchgreifen konnte als in den von den stauenden Widerstandszentren geschützten tieferen Lagen. Es wird daher nützlich sein, den Ausdruck „Penninische Tiefentektonik“ fallen zu lassen und die charakteristischen, durch die starke Beanspruchung während der alpinen Deckenbewegungen hervorgerufenen tektonischen Erscheinungen in den hangendsten Teilen der Hohen Tauern unter dem Begriff *Erzwungener Gleitbrettbau* zusammenzufassen.

3. Spielen Materialverschiedenheiten im großen (Gneissmassiv gegenüber Schieferhülle) für das Bewegungsbild der Silbereckmulde eine bedeutende Rolle, so lassen sich im kleinen in dieser Beziehung sehr interessante Beobachtungen anstellen.

Auf das nachgiebige, plastische Verhalten des Kalkmarmors den gebirgsbildenden Kräften gegenüber konnte immer wieder hingewiesen werden. Ganz anders verhält sich der Gneis des Ankogelmassivs.

An allen jenen Stellen, an denen wir Granit- (Aplit- oder Migmatit-) Gneis zusammen mit Kalkmarmor in ein und denselben Faltungsvorgang einbezogen finden (am klarsten in der Zone der lokalen Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde) stehen wir derselben Tatsache gegenüber: Während das plastische Deformationsbild des Kalkmarmors selbst die feinsten an der betreffenden Lokalität stattgefundenen Bewegungsvorgänge getreulichst abbildet, sind im angrenzenden Granit- (Aplit- oder Migmatit-) Gneis keinerlei Anzeichen eines Faltungsvorganges wahrzunehmen. Und doch läßt sich zweifellos nachweisen, daß der Gneis ebenso wie der Kalkmarmor an der betreffenden Stelle den Bewegungsvorgang mitmachte. Planmäßig angelegten Gefügeuntersuchungen steht hier noch ein interessantes Betätigungsfeld offen, zumal es sich in vielen Fällen um makroskopisch beinahe regellos körnig erscheinenden Granitgneis handelt.

Nun ist es klar, daß jeweils das festere und widerstandsfähigere Material das schwächere zum Ausweichen zwingt. So grenzt der Kalkmarmor in vielen Fällen, wo er gegen Kalkphyllit allzu weit vorgetrieben ist, gegen diesen in Form massiger und eckiger Trümmer an (zum Beispiel Lieserkar-O-Wand und an vielen anderen Stellen). Solche Verformungsbilder gleichen ganz und gar den Erscheinungsformen der Pyritschiefersynklinalen zwischen den Triasdolomitmassen der Radstädter Tauern (zum Beispiel Hochfeind und Vordergroßwandspitze). Wir finden dort, daß die alle Faltungsvorgänge klar nachbildenden, wohlgebankten Dolomite an den Stellen, wo sie mit Pyritschiefer zusammenstoßen, eckig begrenzte Schollenstrukturen annehmen, zwischen denen die Pyritschiefer zusammengepreßt sind.

Solche auf ein ähnliches Festigkeitsverhältnis gegenüber der Beanspruchung durch gebirgsbildende Kräfte begründete Ähnlichkeiten der geologischen Aufschlüsse überbrücken oft alle theoretischen Einteilungsprinzipien, das heißt, an gewisse tektonische Zonen gebundene Bewegungs- und Deformationstypen (zum Beispiel sogenannter „penninischer Bewegungstypus“, oder „Deformationstypus der Radstädter Tauern“ usw.). Umsonst werden wir in den Radstädter Tauern, nachdem sich auch die Konstruktion der Liegendfalten S. BLATTMANNs als hinfällig erwiesen hat, nach einem nur annähernd so freien Faltenbau, wie er uns in den Aufschlüssen der Silbereckmulde vor Augen tritt, forschen.

In dem gesamten Aufnahmegebiet sowie in der näheren und weiteren Umgebung desselben (Ankogel—Hochalm-Gruppe) sind „Gneisfaltenbilder“ Seltenheiten. Auch dort, wo wir infolge der Kalkmarmoraufrisse den Bewegungsvorgang ganz deutlich ablesen können, erscheint der Granit- (Aplit- oder Migmatit-) Gneis starr und von der Tektonik scheinbar unberührt (siehe zum Beispiel Abb. 6, Taf. VI). Natürlich sehen wir bei dieser rein mechanischen Betrachtung von den mannigfachen internen Falten- und Fältelungserscheinungen im Gneis ab, die magmatischen Vorgängen ihre Entstehung verdanken.

Eine besonders intensive Aplitgneis-Kleinfältelung wurde auf Abb. 3 des I. Teiles, 1939, gezeigt. In den durchwegs wohlgebankten „Lagengneisen“ der Hochalmdecke konnten niemals echte „Gneisfalten“ gefunden werden. Bloß die Granitgneislinse des Eisenkopfes (Silbereck-NO-Kamm) läßt nahe dem Grat in dünnplattigem Granitgneis die Andeutung einer Gneisfalte

erkennen. Die Platten weisen dort auf 5 m Längserstreckung eine stetige Umbiegung auf, welche insgesamt 20° beträgt.

Um so bemerkenswerter ist es, daß in anderen Gebieten der Hohen Tauern Zentralgneisfallen gar nicht selten sind. In den „Weißschieferzonen“ (H. P. CORNELIUS) des westlichen Granatspitzkernes finden wir mannigfache Granitgneis-Verformungen, deren rein mechanische Entstehung sehr wahrscheinlich ist. Taf. VII zeigt die Gegenüberstellung einer typischen Kalkmarmorfalte aus der Silbereckmulde mit einem plastisch deformierten (nicht anstehenden!) Zentralgneisblock, den Herr Dr. H. P. CORNELIUS während einer gemeinsamen Exkursion in der westlichen Granatspitzgruppe am Sillingkopf-SW-Kamm auffand. Die Einregelung der makroskopischen Gefügeelemente in den Faltungsvorgang des Gneises geht aus Abb. 12 deutlich hervor. Scheinbar bildet also in den „Weißschieferzonen“ der westlichen Granatspitzgruppe das Granitgneismaterial die gebirgsbildenden Vorgänge ebenso plastisch ab, wie wir es für die Kalkmarmore der Silbereckmulde in der Regel feststellen konnten.

Im I. Teil, 1939, dieser Arbeit wurde bereits nachdrücklich auf die Erscheinungen der intensiven Gneis-Kalkmarmor-Verfaltungen und tektonischen Gneis-Kalkmarmor-Breccien hingewiesen und mehrere dieser Vorkommen beschrieben.

Eine weitere, sehr ausgedehnte Lokalität intensiver Gneis-Kalkmarmor-Verfaltung und tektonischer Breccienbildung wurde im Sommer 1939 in den glazialen Rundhöckern um den kleinen See im Moar-Eissig-Kar aufgefunden. Die beiden Abbildungen auf Taf. VII (Abb. 9 und 10) zeigen die Endstadien des mechanischen Faltungsvorganges: zwei gänzlich isolierte, von Kalkmarmor rings umschlossene Granitgneisblöcke. Sie sind in anstehendem Zustande photographisch aufgenommen (herausgewittert infolge der Widerstandskraft gegenüber den Atmosphärien); einer von ihnen wurde zwecks näherer Untersuchung zu Tale gebracht.

Besonderen weiteren Fortschritt verspreche ich mir von dem Studium der Detailaufschlüsse der Gneis-Kalkmarmor-Grenze in der östlichen Silbereckmulde. Es sind dies wohl die hervorragendsten Stellen in den Hohen Tauern, um die genetischen Beziehungen von zentralgranitischem Magma zu kalkhaltigen Sedimentabkömmlingen der Tauernschieferhülle zu klären. Hier eröffnet sich ein reiches Arbeitsgebiet im Feld und am Mikroskop.

4. Das Wort „Bewegungsbild“ wurde dem gleichlautenden Titel einer in höchstem Maße nachahmenswerten Arbeit O. AMPFERERS (Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons, Wien 1937) entnommen.

Ausschlaggebend für die Wahl eines solchen Titels ist die Anschaulichkeit der Bewegung in dem betreffenden Gebirgsabschnitt.

In den zentralen Ostalpen kennen wir bisher wenig Stellen, an denen es möglich wäre, ähnlich wie es in den nördlichen Kalkalpen vor allem durch die meisterhaften Arbeiten O. AMPFERERS geschah, ein klar zu Tage liegendes, verhältnismäßig einfaches, in den Detailauswirkungen kompliziertes, jedoch mechanisch verständliches Bewegungsbild an den Aufschlüssen des Hochgebirges abzulesen. Als ein derartiges Gebiet lernten wir die Silbereckmulde kennen.

Daß außer dieser allgemeinsten Parallelisierung kalkalpiner und zentralalpiner Tektonik, wie sie von mir bewußt durch die Wahl des Wortes „Bewegungsbild“ angebahnt wurde, aber auch noch spezielle tektonische

Gesetze der nördlichen Kalkalpen auf die zentralen Ostalpen auszudehnen sind, erfuhr ich aus dem Aufsätze O. AMPFERERS: „Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben.“ Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. XXX und XXXI, 1939.

Wer die oben gegebene Zusammenfassung des Faltenmechanismus der Silberekkmulde mit den Betrachtungen O. AMPFERERS über Bewegungsvorgänge („Marschformen“) in den Lechtaler Alpen in Vergleich zieht, wird zugeben müssen, daß es sich hier um grundsätzlich ähnliche tektonische Vorgänge in den nördlichen Kalkalpen und in den Hohen Tauern handelt, welche sich trotz der hinlänglich bekannten und bisher im Gefolge der klassischen Deckentheorie beinahe ausschließlich beachteten verschiedenen Position im alpinen Orogen (unbestreitbarer Gegensatz zwischen Oberflächentektonik der nördlichen Kalkalpen und Tiefentektonik der Hohen Tauern) in beiden Gebieten durchsetzen konnten.

Zur Kennzeichnung dieses Verhältnisses werden im Folgenden schlagwortartig einige Auszüge aus dem erwähnten Aufsätze O. AMPFERERS wiedergegeben:

„... So sind zum Beispiel häufig beim Berganstieg von Schubmassen recht charakteristische Bauformen entwickelt worden. Die an das Steighindernis heranrückenden Schubmassen werden zunächst zu einer heftigen, kurzwelligen Faltung gezwungen.“

„... Hier kommt es dann zu einem Übereinanderklettern meist schmaler Schubmassen mit klar ausgebildeten Rollstirnen. Gelingt endlich der obersten Schubmasse doch die Ersteigung und Überschreitung des Hindernisses, so finden wir über den kürzeren Rollfalten auf einmal eine viel weiter und flach ausgreifende Schubmasse.“

„... Ganz anders gestaltet sich das Bergabsteigen der Schubmassen. Hier kommt es leicht zu einem Abreißen und Voraneilen der vordersten Teile sowie zur Tauchdeckenbildung.“

Diese, sieht man von dem Belastungsdruck ab, der sämtlichen Bauplänen der Hohen Tauern eigen ist, beinahe wörtlich auf die geologischen Verhältnisse der Silberekkmulde passenden Sätze O. AMPFERERS bekräftigen nicht nur die im Detail bereits 1938¹⁴⁾ erkannte und oben ausführlich dargestellte mechanische Auflösung des Faltenbildes der Silberekkmulde, sondern auch den Glauben an die Fruchtbarkeit solcher Arbeit in den Zentralalpen.

Die regionalgeologische Stellung der Silberekkmulde.

Stratigraphie.

Im Anschlusse an Exkursionen am Tauern-W-Ende (Brennergegend; Zillertaler Alpen) erkannte ich im Jahre 1937, daß der Gesteinsverband der Silberekkmulde eine einheitliche Serie der Tauernschieferhülle darstellt; die vom zusammenhängenden Schieferhüllengürtel des N-, O- und S-Randes der östlichsten Hohen Tauern (Hochalmschieferhülle) abzutrennen ist: Ebenso wie am Tauern-W-Ende dank der neueren Arbeiten aus der Schule

¹⁴⁾ Dissertationsarbeit: CH. EXNER, Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. Philosophisches Dekanat der Universität Wien, Februar 1939.

Gliederung des Gesteinsbestandes der Tauernschieferhülle am Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal

nach F. BECKER, 1906—1908		nach CH. EXNER, 1937	
Gesteinsbestand	Räumliche Verbreitung	Gesteinsbestand*)	Räumliche Verbreitung
<p style="text-align: center;">O b e r e</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Stufe der Tauernschieferhülle</p> <p>II b) Kalkfreie bis kalkarme Phyllite ohne Kalkglimmerschiefer, ohne Grünschiefer.</p> <p>II a) Wechsel von Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer.</p> <hr/> <p>I c) Oberer Glimmerschiefer, zum Teil porphyroblastisch durch Albit, wesentlich aus Muskovit, selten mit Granat oder Biotit, häufig mit Klinochlor.</p> <p>I b) Marmor.</p> <p>I a) Unterer Glimmerschiefer, meist schuppig, biotithaltig, oft Granat führend.</p>	<p>„Zusammenhängende Schieferhülle“ am Außensaum des Hochalmmassivs</p> <p>„Silbereckscholle“</p> <p>Fehlt wahrscheinlich am Ostende der Hohen Tauern.</p>	<p style="text-align: center;">U n t e r e n t a l p i n e r e</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Tauernschieferhülle</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Fazies der Hochalm- decke</p> <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Fazies der Silbereck- mulde</p> <p>Unterostalpinere Quarzphyllit (II b)</p> <hr/> <p>Phyllit-Grünschiefer Gruppe (II a, II b)</p> <p>Dolomit-Kalk Gruppe (—)</p> <p>Glimmerschiefer-Quarzit Gruppe (Ic)</p> <hr/> <p>Phyllit Gruppe (Ic)</p> <p>Marmor Gruppe (Ib)</p> <p>Glimmerschiefer-Quarzit Gruppe (Ic)</p>	<p>Unteralpine Einheiten der Katschbergzone</p> <p>Hochalmschieferhülle</p> <p>Silbereckmulde</p>
<p>*) Die in Klammern gesetzten Ziffern geben an, welche Abteilungen der BECKER'schen Gliederung am Aufbau der betreffenden Gruppe beteiligt sind.</p>			

R. STAUBS die Scheidung zweier faziell verschiedener Tauernschieferhülleserien möglich wurde, so gilt dasselbe für das Tauern-O-Ende.

Der Schichtbestand der Silbereckmulde entspricht nicht, wie dies nach dem Vorgänge F. BECKES bisher allgemein angenommen wurde, einem stratigraphisch tieferen Horizont der Tauernschieferhülle („Untere Schieferhülle“ F. BECKES), sondern beinhaltet alle wesentlichen Bestandteile der gesamten Tauernschieferhülle.

Ähnliches gilt für die Hochalmdecke. Durch meine Auffindung eines mächtigen Quarzit-Rauhwanke-Dolomit-Kalk-Horizontes im Gebiete der Stern- und Wandspitze ist auch die Schichtfolge der Hochalmschieferhülle als abgeschlossen und der Silbereckmulde analog zu betrachten.

Jeder der beiden Schieferhülleserien der östlichsten Hohen Tauern (Silbereckmulde und Hochalmschieferhülle) kommt eine besondere, gesetzmäßig anhaltende Faziesausbildung zu, deren Anlage primär-stratigraphisch sowie sekundär-tektonisch bedingt ist.¹⁵⁾

Im Folgenden werden die Abweichungen meiner regionalgeologischen Gliederung der „Schieferhülle“ am O-Ende der Tauern gegenüber der Gliederung F. BECKES erläutert (siehe Tabelle!).

Das heute noch in der Oststeiermark gebräuchliche Einteilungsprinzip der Tauernschieferhülle läßt sich für unseren Gebirgstheil am klarsten mit den Worten F. BECKES umschreiben: „Für die Schieferhülle des Hochalm- und Sonnblickernes können wir dieselbe Gliederung anwenden, die im Zillertal zu runde gelegt wurde: eine untere Stufe besteht aus ursprünglich klastischen, wesentlich kalkfreien Sedimenten mit größeren kompakten Kalklagern. Eine obere Stufe wird gebildet aus Sedimenten, denen Kalk in mehr diffuser Form beigemischt ist, mit Einlagerungen von Grünschiefern.“

Die nebenstehende Tabelle zeigt auf der linken Seite die allgemeine Gliederung der Tauernschieferhülle nach F. BECKE und ihre Anwendung auf den Gebirgsabschnitt zwischen Mur- und Maltatal. Die rechte Vertikalreihe gibt meine Gliederung der Schieferhülle in demselben Gebiete, sowie die Beziehungen zu der alten Einteilung F. BECKES wieder.

Besonders auffallend ist, daß Abteilung I c der unteren Stufe F. BECKES drei Gruppen der neuen Einteilung beinhaltet. In den beiderseitigen Glimmerschiefer-Quarzit-Serien tritt der fazielle Unterschied zwischen Hochalmschieferhülle und Silbereckmulde besonders deutlich in Erscheinung. Die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Hochalmdecke ist grundverschieden von der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Silbereckmulde, so daß mir aus beiden Serien kein Gesteinstypus bekannt ist, dessen Zuteilung nicht

¹⁵⁾ Ich hatte mehrfach Gelegenheit, diese meine Ansicht in mündlichen Aus-sprachen zu vertreten. Schon aus der Anordnung und der entsprechenden Namensgebung der Schichtgruppen beider Einheiten im I. Teil dieser Arbeit (Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1939) ist die Teilung der bisher für einheitlich angesehenen Schieferhülle am O-Ende der Tauern in zwei ebenbürtige, faziell verschiedene Tauernschieferhülleserien klar abzuleiten. Doch wurde, um regionalgeologische Erwägungen im I. Teil möglichst auszuschalten, von der Wiedergabe dieser mir 1937 zurechtgelegten Erklärung dortselbst Abstand genommen.

F. ANGEL hat im Exkursionsbericht der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft 1939 einen gleichartigen Gedanken ausgesprochen: „Es sind dieselben Gesteinsgesellschaften in großen Zügen gleich geordnet, sowohl in der Hochalmhülle, als auch in der Silbereckscholle. Und sie haben die gleiche, weite Verbreitung.“

schon aus bloßer Beurteilung dem Handstücke nach klar zu Tage liegen würde. Ganz gewiß besteht ein primärstratigraphischer Faziesunterschied zu Recht. Der sekundärtektonische Faziesunterschied ist nicht nur durch Versenkung in ungleiche Tiefenlage während der Gebirgsbildung mit darauffolgender Regionalmetamorphose bedingt, sondern auch noch wesentlich durch verschiedenes Einwirken von Stoffzufuhr und Stoffaustausch beeinflußt.

Albitisierung (Ausbildung der albitinjizierten Glimmerschiefer) beherrscht, soweit ich aus eigener Anschauung ersehen kann, die Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Hochalmschieferhülle vom Profil Dornbachalpe—Dornbacher Wiesen (südlich vom Maltatal) bis zum Spielberg (westlich vom Groß-Arl-Tal). Es ist anzunehmen, daß diese weithin vollkommen gleich ausgebildete Glimmerschieferserie an der Basis der Hochalmschieferhülle sich beiderseits noch auf weite Strecken hin geschlossen verfolgen lassen wird. Derartige Gesteine sind der Silbereckmulde fremd.¹⁶⁾

Beiden Glimmerschiefer-Quarzit-Serien gemeinsam ist die stoffliche Beeinflussung von dem, dem Zentralgneis entsprechenden Magma her. Dabei ist ausdrücklich festzustellen, daß im Gebirgsabschnitt zwischen Mur- und Maltatal Quergriffe und stoffliche Beeinflussungen vom zentralgranitischen Magma her außerhalb beider Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppen der Tauernschieferhülle vollkommen fehlen.

Die Unterschiede zwischen der Marmorgruppe der Silbereckmulde und Dolomit-Kalk-Gruppe der Hochalmschieferhülle sind dem entsprechenden Verhältnis am Tauern-W-Ende („Venedigertrias“ : „Glocknertrias“) recht ähnlich. Während in der Silbereckmulde Dolomitmarme selten sind, überwiegen die grauen, hellgelben bis farblosen Dolomite der Hochalmschieferhülle gegenüber den Kalken der Hochalmschieferhülle. Es ist die Möglichkeit ins Auge zu fassen, daß dieser Unterschied nicht nur primärstratigraphisch bedingt ist, sondern vielleicht auf den Vorgang der Entdolomitierung¹⁷⁾ während der regionalen Metamorphose der Silbereckmulde zurückgeht. Mit der Annahme der Entdolomitierung wäre eine Erklärungsmöglichkeit für das massenhafte Auftreten des Tremolits in den Kalkmarmoren der Silbereckmulde geschaffen.

Die Auffindung von Prasiniten und deren Begleiter durch F. ANGEL in der Silbereckmulde erweitert unsere Kenntnis vom Schichtbestande der Silbereckmulde wesentlich. Treten auch gegenüber den entsprechenden Verhältnissen der Hochalmschieferhülle die Grüngesteine in der Phyllitgruppe der Silbereckmulde an Menge sehr zurück — es handelt sich immer nur um unbedeutende Einlagerungen in den Kalkphylliten —, so vervollständigen sie doch die Schieferhüllenserie der Silbereckmulde und zeigen, daß die maßgebenden Gesteinstypen der Tauernschieferhülle in ihr enthalten sind.

¹⁶⁾ Wenn F. BECKE in einem Karbonatquarzit des Altenbergtales (Silbereckmulde) „glasklaren Albit“ beschreibt, so handelt es sich, wie Handstück und Dünnschliff aus der Originalsammlung F. BECKES im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Wien erweisen, um einen von den albitinjizierten Glimmerschiefern der Hochalmschieferhülle durchaus verschiedenen Gesteinstypus, in dem die Albitkörner gegenüber den übrigen Gemengteilen an Menge weit zurückstehen.

¹⁷⁾ Über „Entdolomitierung“ siehe O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Grundlagen der Petrographie, 1924, S. 271.

Auf die zeitliche Einteilung verschiedener Niveaus der Tauernschieferhülle in stratigraphische Formationen wurde mangels der hiezu nötigen regionalgeologischen Erfahrung vorläufig verzichtet. Eine vergleichsweise Gegenüberstellung der Schichtserien am O-Ende der Hohen Tauern wird an anderer Stelle gegeben werden.

An der tektonischen Synthese L. KOBERS fällt, worauf schon A. WINKLER hindeutete, auf, daß ein stratigraphisches Moment zur Unterscheidung der beiden Deckeneinheiten (Ankogel- und Hochalmdecke) nicht zur Anwendung gelangt. Die neue Gliederung der Schieferhülle in unserem Gebirgsabschnitt liefert eine solche Unterscheidungsmöglichkeit. Hat schon P. TERMIER am Tauern-W-Ende mit den Decken Nappe du Hochstegenkalk und Nappe des schistes lustrés eine tektonische Zweiteilung der Tauernschieferhülle vorgenommen, so wurde von R. STAUB und dessen Schülern diese Zweiteilung nach stratigraphischen und tektonischen Gesichtspunkten ganz wesentlich gefestigt, so daß im Vereine mit den entsprechenden Erkenntnissen am Tauern-O-Ende sich Ausblicke ergeben, die für eine zukünftige Gesamtgliederung der Tauern von Wichtigkeit erscheinen.

Tektonik.

Eine objektiv gehaltene Beurteilung der gesamttektonischen Verhältnisse der Ankogel—Hochalm-Gruppe wird sich in erster Linie auf die in Vorbereitung befindliche geologische Karte F. ANGELS stützen müssen. Somit könnte einem regionaltektonischen Schema, mit welchem die Stellung der Silbereckmulde im Raume der östlichsten Tauern erklärt werden sollte, heute nur vorläufiger Charakter zukommen. Wir sind von der Lösung der regionaltektonischen Probleme in den östlichsten Hohen Tauern noch recht weit entfernt. Die folgenden Ausführungen mögen als Beitrag für die zukünftig zu leistende Arbeit gewertet werden.

Auf Grund meiner Untersuchung der Silbereckmulde, einiger Übersichtsbegehungen und an Hand des diesbezüglichen Schrifttums gewann ich folgendes Bild von den regionalgeologischen Zusammenhängen im Ankogel—Hochalm-Gebiet, das ich in gedrängter Form wiedergeben will.

Die von L. KOBER gegebene regionalgeologische Gliederung der östlichsten Hohen Tauern in eine Ankogeldecke¹⁸⁾ und eine Hochalmdecke besteht zu Recht. Meine Feststellung, daß die Gesteinsserie der Silbereckmulde alle wesentlichen Glieder der Tauernschieferhülle beinhaltet und vom zusammenhängenden Schieferhüllengürtel am Außenrande der östlichsten Tauern nur faziell geschieden ist, bekräftigt die Deckengliederung L. KOBERS. Die Silbereckmulde stellt die Schieferhülle des Ankogelmassivs, die zusammenhängende Schieferhüllenzone am Außensaume die Schieferhülle der Hochalmdecke (Hochalmschieferhülle) dar.

Die N-, O- und S-Begrenzung der Hochalmdecke, die N- und O-Begrenzung des Ankogelmassivs ist klar gegeben; ebenso besteht der nach

¹⁸⁾ In der vorliegenden Arbeit habe ich anstatt „Ankogeldecke“ den Ausdruck Ankogelmassiv gebraucht, geleitet von dem Wunsche, einen geologischen Körper nur dann Decke zu nennen, wenn Beobachtungen über seine Unterlage vorhanden sind. Von einer tieferen Einheit unter dem Ankogelzentralgneis besitzen wir keine Kenntnis. Erwähnt sei, daß F. ANGEL im Forellengneis BECKES (klassische Ausbildungsstelle im Anlaufstal), den er als Migmatit deutet, den „Boden des Ankogelgranites“ erblickt.

L. KOBER über die Silbereckmulde vorgetriebene und gegen N eintauchende Stirnschild der Hochalmdecke vom Freyberg bei Badgastein bis zur Oblitzen bei Muhr zu Recht.

Die tektonischen Verhältnisse am SO-Ende des Ankogelmassivs aber entsprechen dem Profil auf Taf. IX und nicht dem von L. KOBER schematisierend angenommenen S-Untertauchen der Ankogeldecke unter die Hochalmdecke. Das von L. KOBER vermutete Umschwenken der Silbereckmulde („Liesermulde“) von der O-Flanke des Ankogelmassivs nach dessen S-Seite (angeblich an der W-Begrenzung des Melnikkares und an der S-Flanke des Großen Sonnblicks) wird von meinen diesbezüglichen Untersuchungsergebnissen widerlegt, die sich folgendermaßen zusammenfassen lassen:

1. Sämtliche Gesteinszüge der Silbereckmulde heben dem axialen O-Gefälle zufolge im Bereiche des unteren und oberen Melnikkares gegen W über dem Gebirge aus.

2. Anstatt der vermuteten W-Fortsetzung der Silbereckmulde über den Hammerleiteneckkamm (W-Begrenzung des Melnikkares) läßt sich die Fortsetzung der Gesteinszüge der Silbereckmulde in SO-Richtung an der Schoberflanke (O-Begrenzung des Melnikkares) bis in das Perschitztal verfolgen.

3. Die Stelle am Karschneideck-SSW-Kamm,¹⁹⁾ von der L. KOBER meinte, „die Fortsetzung der Schiefermulde (Liesermulde) genau“ dort aufgefunden zu haben, „wo sie theoretisch zu erwarten war“, zeigt durchaus Gesteine, die der Silbereckmulde fremd sind.

Es handelt sich um eine 50 m mächtige Zone, die sich in der Hauptsache aus unreinen, abwechslungsreichen Migmatitgneisen zusammensetzt mit allen Übergängen von dunklen Glimmerschiefern bis zu reinen Aplitgneisen; sie bedingt die Verflachung des Kammes, zu welcher der Kattowitz-O-Weg bequem ansteigt. Nur lagenweise sind geschlossene Glimmerschieferzüge innerhalb dieser migmatischen Zone anzutreffen. Gegenüber den dunklen Glimmerschiefern treten Woiskenschiefer, Serizitschiefer und gewisse Biotitschiefer, die sich allenfalls mit den betreffenden Gesteinen der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Silbereckmulde in Beziehung setzen lassen, an Menge durchaus zurück.

Das mittlere Streichen und Fallen beträgt N 60–70° W, 45–55° N. Die beiden in der „Tektonischen Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters und seines Rahmens“ (L. KOBER, 1920) eingetragenen Fallzeichen sollten das theoretisch geforderte S-Eintauchen versinnbildlichen, entbehren aber der realen Grundl. e.

Ähnliche Gesteinsserien finden sich an den mächtigen SW-Abstürzen des Großen Sonnblicks über Mahr's Kännlan und am Hammerleiteneck wieder. Aber auch am Gipfel des Großen Sonnblicks finden wir die dunklen Glimmerschiefer in Begleitung von migmatischen Zonen den kompakten Gneisen unter annähernd demselben Streichen und Einfallen (N 65–80° W, 35–45° N) zwischengeschaltet.

Soweit ich aus meinen Übersichtsbegehungen zu urteilen vermag, gehört der von L. KOBER am Karschneideck-SSW-Kamm aufgefundene Schieferstreifen einer recht mächtigen Migmatitzone der SW-Flanke des Großen Sonnblicks und des Hafners an und läßt sich dem Gesteinsbestande nach keineswegs mit der Silbereckmulde parallelisieren.

Fehlen nun aber der Konstruktion des Einschwenkens der Silbereckmulde vom O-Rahmen des Ankogelmassivs in dessen S-Rahmen alle tatsächlichen Grundlagen, so gilt dasselbe, wie ich mich an mehreren Stellen überzeugen konnte, für die tektonische Parallelisierung der Glimmer-

¹⁹⁾ Die betreffende Lokalität befindet sich nicht „nahe der Vereinigungsstelle mit dem Hauptkamme“, sondern tiefer unten in 2400 m Seehöhe.

schiefer-Amphibolit-Migmatit-Zone · Wastelbaueralm—Schwarzhörner—Seebachzunge mit der Silbereckmulde. Abgesehen von den an Menge zurücktretenden Gliedern der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe fehlen hier die typischen Gesteine der Silbereckmulde.

Der Charakter der Gesteinsserie erinnert vielmehr, so am Höhenweg westsüdwestlich vom Hannoverhaus, am Grauleitenspitze (westlich vom Kleinen Ankogel) und im Gebiete der Schwarzhörner an die sogenannte „basische Randfazies des Zentralgneises“ von F. BECKE, wie sie zwischen Mur- und Maltatal als Bestandteil der Hochalmdecke sehr mächtig ausgebildet ist (Lagengneise) und dort weder tektonisch noch stratigraphisch mit der Silbereckmulde in irgendwelchem Zusammenhang steht. In der Woiskenzunge allerdings, zum Beispiel am Großen Woiskenkopf, stellt sich beinahe die gesamte Gesteinsserie aus der Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe der Silbereckmulde in recht typischer Ausbildung wieder ein (Woiskenschiefer, Graphitquarzit, Serizitquarzit, Serizitphyllit usw.).

Glieder der Marmor- und Phyllit-Gruppe der Silbereckmulde fehlen jedoch allen diesen, schon F. BECKE bekannten Glimmerschieferzügen durchaus.

Entgegen der Auffassung L. KOBERS, die neuerdings von F. ANGEL, soweit sie sich auf die rein statisch-tektonische Sachlage bezieht, in ihren großen Zügen wieder aufgenommen wurde und welche alle diese Glimmerschieferstreifen mit der Silbereckmulde zu einem geschlossenen, die „Ankogeldecke“ (L. KOBES) oder den „Ankogelgranit“ (F. ANGEL) umfassenden Ring vereint, soll ausdrücklich auf die von A. WINKLER, 1923, und R. STAUB, 1924, sowie auf die von mir oben vorgebrachten Einwände gegen diese, wie mir scheint, verfrühte tektonische Synthese hingewiesen werden. Wir müssen auch hier das bisher klar Erkante von der Hypothese scheiden und zugeben, daß zwar der N- und O-Rahmen des in der genialen Hypothese L. KOBERS aufgestellten Ankogelfensters in einem prachtvollen Faltenbau (Silbereckmulde) klar vor unseren Augen liegt, daß wir jedoch über den etwaigen W- und S-Rahmen bisher nicht mehr als bloße Vermutungen aussprechen können.

Die Schwierigkeiten, die an der W-Seite des Ankogelfensters der Synthese L. KOBERS entgegenstehen, hat A. WINKLER klar aufgezeigt. Vor allem ist die Frage zu überprüfen, ob der Angertalmarmor-Horizont westlich der Gasteiner Ache von der Mündung des Angertales (mit Unterbrechungen) bis zur Hagener Hütte am Mallnitzer Tauern mit der Marmorgruppe der Silbereckmulde in Beziehung zu setzen ist. Auf die neueren Ergebnisse A. KIESLINGERS betreffs der stratigraphischen Stellung des Angertalmarmors ist zu verweisen. Ich glaube, daß gerade die stratigraphische Methode (Faziesverschiedenheiten der Ankogel- und Hochalmschieferhülle usw.) Möglichkeiten für neue wertvolle Erkenntnis in sich birgt.

Was die S-Seite des geforderten Ankogelfensters betrifft, so steht die geologisch-tektonische Forschung hier besonderen Schwierigkeiten gegenüber. Dem Faltenbau der Silbereckmulde (Taf. IX) ist zu entnehmen, daß die einzelnen Gesteinszüge der Silbereckmulde in der Umgebung des Melnikkares gegenüber der geschlossenen Zone nördlich vom wasserscheidenden Kamme an Mächtigkeit beträchtlich zurückstehen. Da die Faltenzüge westlich über dem Gebirge ausheben, wäre aus dem gesamten Bewegungsbild theoretisch zu folgern, daß bloß einer der Gesteinszüge des

Melnikkares, etwa 10 bis 50 m mächtig, gegen W weiter fortsetzt und so die Trennungslinie zwischen Ankogelmassiv und Hochalmdecke markiert als Rest der einstigen Ankogelhülle. Dem ist aber nicht so. Das zeigen die bisher erschienenen Berichte F. ANGELS, aus denen zu ersehen ist, daß Gesteine der Marmor- und Phyllitgruppe im ganzen Gebiete zwischen Melnikkar und Mallnitzer Mulde durchwegs fehlen. Nun halte ich es für übereilt, aus dieser Sachlage heraus die Existenz der Ankogel- und der Hochalmdecke apodiktisch abzulehnen. Vielleicht ist die Vorstellung gerechtfertigt, der zufolge während des Faltenwurfes das theoretisch zu fordernde Band nach Art der alpinen Wurzelzonen zwischen den beiden Gneismassen ausgepreßt, beziehungsweise in seinen letzten Resten durch sekundäre Bruchtektonik (Wiederbelebung der durch den Deckenbau vor-gezeichneten Störungslinie) unkenntlich gemacht wurde.

Die grundsätzliche Stellungnahme zur tektonischen Synthese L. KOBERS wird am W-Rahmen des geforderten Ankogelfensters anzusetzen haben.

Abzulehnen ist die regionaltektonische Gliederung der östlichsten Hohen Tauern von R. STAUB (1924). Die Verbindung der Zentralgneiseinheit im Hangenden der Silberekkmulde nördlich vom Tauernhauptkamm mit dem Gneismassiv der Hochalm spitze und des Reißbecks besteht mit großer Wahrscheinlichkeit zu Recht und eine Parallelisierung mit der Sonnblickdecke (R. STAUB) ist somit hinfällig.²⁰⁾

In diesem Zusammenhange sei auf die geologischen Aufnahmeergebnisse H. BECKS am S-Rande des Reißbeckmassivs verwiesen, da vielleicht den von H. BECK aufgefundenen höheren Zentralgneiseinheiten im Hangenden des Reißbeckmassivs (von diesem durch Schieferhülle getrennt) die für die Sonnblickdecke geforderte tektonische Lage zukommt.²¹⁾ Tektonische Äquivalente der Sonnblick- und Modereckdecke fehlen jedoch im Abschnitt zwischen Mur- und Maltatal.

Baustil.

Wichtiger als regionaltektonische Erwägungen, die, solange eine einheitliche moderne Kartierung der gesamten östlichen Hohen Tauern aussteht, doch nur mehr oder weniger spekulativen Charakter besitzen können, ist die Erkenntnis des Baustiles der Silberekkmulde, so wie er in dieser Arbeit aufgezeigt und mechanisch erklärt wurde.

Der verhältnismäßig einfache Faltenbau, zu dessen Konstruktion es keiner weittragenden Deckfalten bedarf, steht im Gegensatz zu der Auffassung der Hohen Tauern als Land der großen horizontalen Überfaltungdecken, deren ausgedünnte und steil aufgerichtete Wurzelstiele im S liegen, im Sinne der klassischen Deckenlehre. Es ist bemerkenswert, daß L. KOBER neuerdings im Gegensatz zur schweizerischen Auffassung für eine gewisse Autochthonie der tieferen Zentralgneisdecken in den Hohen Tauern eintritt. In seinem letzten Werke dehnt L. KOBER diese tektonische Eigenart der Hohen Tauern gegenüber den Penniden der Schweiz auf das Gesamtgebiet

²⁰⁾ Die Anregung, die tektonische Synthese R. STAUBS des O-Endes der Hohen Tauern einer Prüfung zu unterziehen, erhielt ich von Herrn Professor Dr. L. KOBER im Jahre 1935.

²¹⁾ R. STAUB beschreibt aus der Umgebung von Kolbnitz im Mölltal das Vorkommen der Sonnblick- und Modereckdecke.

der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen aus und prägt den Begriff „Tauriden“.

Selbständig und unabhängig von der UHLIG'schen Schule entwickelte B. SANDER den Baustil des Tauern-W-Endes.

Infolge der zersplitterten Arbeitsweise, der Aufteilung des Gesamt- raumes in kleine und große Arbeitsbezirke verschiedenster Autoren und sich einander bekämpfender Schulen fand man bis heute nicht den Weg zu einem regionaltektonischen Verständnis der Hohen Tauern.

So viel jedoch läßt sich zum Zwecke der regionalgeologischen Beur- teilung des Baustils der Silbereckmulde aus der Tauernliteratur ersehen: Der einfache, relativ autochthone Baustil der Silbereckmulde nimmt gegen- über der das Hauptgebiet der Schieferhülle der Hohen Tauern beherr- schenden Gleitbrettstruktur eine gesonderte Stellung ein.

Suchen wir im Raume der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen nach einem dem Bewegungsbilde der Silbereckmulde vergleichbaren Baustil, so scheint mir nur die von B. SANDER beschriebene N-Randzone des Tuxer Zentralgneiskernes in Betracht zu kommen.²²⁾ Hier aller- dings sind die Vergleichsbeziehungen der nördlich vom Ankogelzentral- gneismassiv gelegenen Zone der Silbereckmulde mit der Tuxer N-Randzone ganz überraschende, wie das Studium der SANDER'schen Arbeiten lehrt. Es sei hier bloß auf die diskordante Auflagerung der Hochstegenlage über dem Tuxer Porphyrgneis (zum Beispiel Elskar, Krierkar), auf das Wurzel- scharnier der Hochstegenlage unterhalb einer geringfügigen, gegen N ge- richteten Überfaltung des Zentralgneises über die Hochstegenlage hinge- wiesen, welche zum Beispiel der lokalen Überfaltungszone des Ankogel- gneises über die Liegendserie der Silbereckmulde direkt vergleichbar ist.

Ebenso ist es nicht schwer, für die gegen N abgerollten Tauchdecken der Schmittenberglage usw. mit ihren klar ausgebildeten Stirnscharnieren die entsprechenden Einheiten der Silbereckmulde zu nennen. Die Bezie- hungen der, ebenso wie in der Silbereckmulde, gegen das Hangende zu immer komplizierter werdenden und einem unentwirrbaren Gleitbrettbau sich nähernden Schichtpakete zueinander hat B. SANDER unter Berück- sichtigung des Einfallens der tektonischen Axen meisterhaft gelöst. Aus den Profilen B. SANDERS geht hervor, daß eine dem Hochalmstirnklappen im Hangenden der Silbereckmulde entsprechende Zentralgneiseinheit dem Tauern-W-Ende fehlt. Die neueren Arbeiten der Schweizer Schule haben im Anschlusse an Erkenntnisse von R. STAUB trotz des Fehlens einer beträchtlichen Granitgneisdecke eine tektonische Zweigliederung der Schie- ferhüllenserie vorgenommen, die unserem Baubild am O-Ende der Hohen Tauern weitgehendst entspricht. In diesem Rahmen der Erörterung aber ist es wichtig festzustellen, daß der Baustil des nördlich vom Waschgang gelegenen Abschnittes der Silbereckmulde dem der Tuxer N-Randzone gleicht. Für die Gneismarmorfallen des Melnikkares jedoch scheinen sich am Tauern-W-Ende keine Übereinstimmungen zu ergeben.

Es muß hier wiederum verzichtet werden, auf die gesetzmäßigen Be- ziehungen zwischen Tauern-W- und Tauern-O-Ende näher einzugehen. Regionaltektonische Parallelisierungen erscheinen verfrüht. Vieles wurde

²²⁾ Eine für September 1939 dorthin geplante Exkursion kam nach Kriegs- beginn nicht mehr zur Ausführung.

von B. SANDER erkannt. Anderes läßt sich aus der vorliegenden Untersuchung im Vergleiche mit den Ergebnissen B. SANDERS und der schweizerischen Schule R. STAUBS folgern. In beiden Gebieten finden wir von S gegen N bewegte Gesteinsmassen, die „durch Teilbewegung zur Überschreitung auftauchender Gneisschwellen“ (B. SANDER) in Falten gelegt wurden und gegen N teilweise als Tauchdecken mit ausgeprägter Faltenlinie abgeglitten sind. Werden auch Tuxer und Zillertaler Kern im W ringförmig von ihrer Schieferhülle umschlossen und fehlt ihnen daher das geschwungene Faltenbild der Silbereckmulde südlich vom Tauernhauptkamme, so weisen auch die S-Äste der in Vergleich zu ziehenden Gneismassive grundsätzliche Analogien auf. Die von B. SANDER beschriebene Zunahme der Kristallisation der Schieferhülle in diesen S-Ästen entspricht auch den Verhältnissen der Silbereckmulde. Hier wie dort gehen die S-Fortsetzungen der Schieferhülle in Richtung zur Tauernmitte bald verloren und werden scheinbar zwischen den Gneismassen gänzlich ausgequetscht.

Die tektonische Gesamtgliederung der Hohen Tauern wird nach einem alten geologischen Prinzip von unten gegen oben fortschreiten müssen. Im Hinblick darauf ist die Feststellung wichtig, daß wir in den tiefsten Teilen der Hohen Tauern einen Baustil vor uns haben, der unter Ausschaltung größerer Deckfaltenbildung einem einfachen, relativ autochthonen Faltenwurf seine Entstehung verdankt.

Vergleich des Baustiles der Silbereckmulde mit dem des helvetisch autochthonen Sedimentmantels der N-Randzone des Aarmassivs:

Schon eine kurze Durchsicht des fundamentalen Werkes von A. BALTZER (1880) zeigt sofort in die Augen springende Ähnlichkeiten mit den geologischen Verhältnissen der Silbereckmulde.²³⁾ Es braucht nur auf den bekannten isolierten Kalkkeil im Jungfrau-Gneis des Rothtalskessels hingewiesen zu werden, oder auf die Gneisüberfaltung am Gipfel der Jungfrau und des Mönchs, die schon von SAUSSURE (1796) erkannte C-förmige Umbiegung des Kalkes unter dem Gneis des Mettenberges, die S-förmige Gneis-Kalk-Falte des Wetterhorns und auf die 5 bis 6 Kalkkeile (liegende Gneis-Kalk-Falten) des Gstellihornes mit ihren tektonischen Kalk-Gneis-Breccien, um sofort enge tektonische Verwandtschaftsbeziehungen zwischen diesem für die alpine Geologie klassischen Gebiete des Berner Oberlandes und den in viel kleinerem Maßstabe gehaltenen geologischen Verhältnissen der Silbereckmulde in den östlichsten Hohen Tauern festzustellen.

Das eingehende Studium des vor sechzig Jahren erschienenen unübertrefflichen Werkes A. BALTZERS sowie der modernen Literatur über dieses

²³⁾ Bei einer Ordnung der Bibliothek des Geologischen Institutes der Universität Wien fiel mir im Jahre 1937 der Atlas zu dem erwähnten Werke A. BALTZERS in die Hand. Die meisterhaften Abbildungen erinnerten mich sofort an die geologischen Verhältnisse der Silbereckmulde. In den Bergriesen des Berner Oberlandes erkannte ich die Überfaltungszone des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde wieder, deren Stirnfalte, und vor allem aber die prachtvollen Erscheinungen der Gneis-Kalk-Verfaltung und deren mechanischer Durchdringung in großem Stile.

Seither war es mein Plan, die betreffenden Aufschlüsse im Berner Oberland aus eigener Anschauung kennenzulernen, der jedoch infolge des Kriegsausbruches vorläufig zurückgestellt werden mußte.

Gebiet (vor allem L. COLLET und E. PARÉJAS, 1931) brachte mich zur Überzeugung, daß es sich dabei nicht nur um äußerliche Ähnlichkeiten, sondern weitgehend um gleiche geologisch-tektonische Vorgänge handelt, die für den Werdegang beider Gebiete verantwortlich zu machen sind.

Dieser Vergleich will nicht den Versuch einer schematisierenden deckentheoretischen tektonischen Parallelisierung beider Gebirge anbahnen. Es soll lediglich darauf hingewiesen werden, daß hier wie dort ähnliche geologische Kräfte am Werke waren und daß vor allem hier wie dort dieselben grundlegenden Fragen der alpinen Gneisbildung, dessen Beziehung zur Sedimenthülle und des mechanischen Granitgneis-Kalk-, beziehungsweise Kalkmarmor-Kontaktes an uns herantreten. Dieselben Probleme, denen wir in den Hohen Tauern, in der Silbereckmulde gegenüberstehen, wurden vor sechzig Jahren an Hand der prachtvollen Aufschlüsse des Berner Oberlandes von A. BALTZER klar formuliert und eingehend zeichnerisch erläutert. Es ist zu verwundern, daß die Erkenntnisse und Anregungen dieses großen Forschers, soweit sie sich auf gefügekundliches und gesteinskundliches Gebiet erstrecken, in der Folgezeit nicht wesentlich erweitert wurden.

Zusammenfassung.

Im Zuge der geologischen Aufnahme des O-Endes der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal wurde in dem schon von F. BECKE mit Unterbrechungen vom Gasteiner- bis zum Maltatal verfolgten innersten Schieferhüllenstreifen, der teilweise noch innerhalb der Zentralgneismassen gelegen ist und in seiner Gesamtheit als Silbereckmulde zusammengefaßt wird, ein sehr interessanter Faltenbau studiert. Klar und einfach läßt sich an Hand der günstigen Aufschlüsse das Bewegungsbild ermitteln, dem ein einfacher Faltenwurf zugrunde liegt, der ohne Konstruktion größerer Deckfalten mechanisch eindeutig zu verstehen ist.

Die Glimmerschiefer, Quarzite, Kalke und Phyllite der Silbereckmulde stellen die primär-stratigraphische (Annahme prätektonischen Zentralgneisalters) oder sekundär-tektonische (Annahme syntektonischen Zentralgneisalters) Hülle des Ankogelzentralgneismassivs dar. In der vorliegenden Arbeit wird nicht versucht, die Frage nach der genetischen Beziehung zwischen Granitgneis und der Schiefer-Kalk-Hülle zu beantworten. Der Verfasser ist der Meinung, daß eine rein geologisch-tektonische Analyse, die von petrologischer Problematik möglichst frei ist, gerade in diesem Gebirgsabschnitt besonders dazu berufen sein wird, petrographischen Untersuchungen, die der Lösung des Problems der Zentralgneisintrusion in ihrer Beziehung zur Schieferhülle, zur Metamorphose und Tektonik gewidmet sind, als Grundlage zu dienen.

Der Schieferhüllenmantel des Ankogelmassivs (Silbereckmulde) wurde durch das von S gegen N gerichtete Vordringen einer höheren, im S beheimateten Zentralgneiseinheit (Hochalmdecke) in Falten gelegt. Die Grundlinien des Bewegungsmechanismus sind folgende:

Der vorschreitenden Hochalmdecke gegenüber wirkte das Ankogelmassiv als stauendes Hindernis. Dabei wurde an der S-Flanke des Ankogel-

massivs (S-Flanke des Tauernhauptkammes, Gebirgshang gegen das Maltatal in der Umgebung des Melnikkares) die Ankogelhülle in spitzwinkelige Falten gelegt, in deren Folge es zur Ausbildung synklinaler und antiklinaler Gneis-Marmor-Faltenschlüsse, verbunden mit einem reichhaltigen Verformungsbilde von Granit- und Aplitgneis mit Kalkmarmor kam.

Hatte nun die Hochalmdecke den First des Ankogelmassivs überschritten, so konnte sie frei gegen N abgleiten. Dies beweisen die Aufschlüsse in der Umgebung des Waschganges sowie die mittelsteil gegen N geneigte ebene Überschiebungsfläche des Hochalmgranitgneises im Hangenden der Silbereckmulde entlang der N-Abdachung des Tauernhauptkammes in den Einzugsbereichen des Lieser-, Mur- und Groß-Arl-Tales. Darunter rollte die im S weitgehend abgescherte Silbereckmulde in Tauchstirnfalten gegen N ab und staute sich in der Tiefe an.

Noch läßt sich entlang der gesamten N-Abdachung des Tauernhauptkammes die „Liegendserie“ der Silbereckmulde verfolgen, gekennzeichnet durch normale stratigraphische Lagerung, häufige Diskordanz gegenüber dem Zentralgneis und durch eine bemerkenswerte lokale Überfaltungszone des Ankogelgranitgneises über die Liegendserie hinweg, wodurch eine mächtige Stirnfalte des Liegendmarmors in Richtung gegen die hangenden Phyllite bedingt wird.

Als eine der markantesten tektonischen Gesetzmäßigkeiten der Silbereckmulde nördlich vom Tauernhauptkamme läßt sich der in den liegenden Teilen anhaltende frei geschwungene Faltenbau gegenüber der komplizierten Gleitbrettstruktur planparallel übereinandergetürmter Gesteinspakete in den hangenden Lagen anführen. Die einfache Überfaltung der Liegendserie geht nach oben in frei geschwungene Tauchdecken mit klar ausgeprägten Gewölbekernen und Stirnumbiegungen über, die dann im Hangenden der Silbereckmulde dem sonst das Antlitz der Tauernschieferhülle beherrschenden Gleitbrettbau weichen. In eben dieser Weise wurde an Hand eindeutiger Kammprofile (Schurfspitz-O-Kamm, Silbereck-NO-Kamm) gezeigt, daß sich der komplizierte Gleitbrettbau der westlichen Silbereckmulde aus dem einfachen Bewegungsbild der östlichen Silbereckmulde schrittweise ableiten läßt.

Steht schon der Bauplan der Silbereckmulde, wenn man von der N-Randzone des Tuxer Kernes am Tauern-W-Ende absieht, innerhalb der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen einzigartig da, so gilt dies in noch bemerkenswerterem Ausmaße für jene der Silbereckmulde eigenen Verfaltungen von Granitgneis mit Kalkmarmor. Reichhaltiges diesbezügliches Material soll an anderer Stelle wiedergegeben werden.

Dem klassischen Werke A. BALTZERS (1880) und der neueren Schweizer Literatur über das Aarmassiv verdankt der Verfasser wertvollste Anregungen. Zweifelsohne stehen wir am N-Rande des Aarmassivs gleichartigen Fragen der alpinen Granitgneisbildung und ihrer Beziehung zu Tektonik und Sedimenthülle gegenüber. Mangels nötigen Fortschrittes der Wissenschaft auf diesem Gebiete besitzen auch heute noch die Worte A. BALTZERS, die er an das Ende seiner meisterhaften Darstellung und Gedankengänge setzte, ihre volle Bedeutung:

„Ist es nun aber nicht die ganz gewöhnliche Erfahrung des Naturforschers, daß die zu lösenden Probleme statt näherzukommen in die Tiefe

rücken, verwickelter und scheinbar unklar werden? Der hier gemachte Versuch, die Erscheinungen der Gneis-Kalk-Grenze mechanisch zu erklären, führt allerdings auf tieferliegende Probleme und ist der weiteren Ausbildung nicht nur fähig, sondern hat sie notwendig.“

Schrifttum.

Fortsetzung der Literaturliste des I. Teiles dieser Arbeit (Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, Bd. 89, 1939, S. 313) unter Berücksichtigung der für die Tektonik der Silbreeckmulde maßgebenden Werke.

AMPFERER, O., Geologische Bewegungsbilder vom Westende des Rätikons. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 87, 1937.

AMPFERER, O., Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. Mitt. Geol. Ges. Wien, 30 u. 31, 1939.

BALTZER, A., Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. (Mit einem Atlas von 13 Tafeln und 1 Karte.) Beitr. Geol. Karte Schweiz, 20, Bern 1880.

BECK, H., Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal (5250). Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1938.

BECKE, F., Westende der Hohen Tauern (Zillertal). VIII, Führer für die Exkursionen des 9. Internationalen Geologenkongresses. Wien 1903.

BLESER, P., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. Züricher Dissert., Luxemburg 1934.

COLLET, L. W., und PARÉJAS, E., Carte géologique de la Chaîne de la Jungfrau, Carte spéciale, 113, Bern 1928.

COLLET, L. W., und PARÉJAS, E., Géologie de la Chaîne de la Jungfrau. Beitr. geol. Karte Schweiz, 63, 1931.

CORNELIUS, H. P., und CLAR, E., Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). Abh. Zweigst. Wien Reichsst. f. Bodenforsch., 25/1, 1939.

DIETIKER, H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). Promotionsarbeit, Zürich 1938.

DÜNNER, H., Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. Züricher Dissert., Winterthur 1934.

HEIM, ALB., Geologie der Schweiz, Band II. Die Schweizer Alpen. Leipzig 1921.

KIESLINGER, A., Aufnahmsberichte über Blatt Hofgastein. Verh. Geol. Bundesanstalt, Wien 1936—1938.

KOBER, L., Bericht über geotektonische Untersuchungen im östlichen Tauernfenster. Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 121, 1912.

KOBER, L., Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.

KOBER, L., Neuere Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 63, 1926.

KOBER, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.

SANDER, B., Geologische Exkursionen am Westende der Tauern. VI, Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Geol. Rundschau, 3, 1912.

SANDER, B., Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. Jb. Geol. Staatsanst. Wien, 1, 1920.

SANDER, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. Jb. Geol. Staatsanst. Wien, 70, 1920.

SCHURK, L., Der Flugkogelgneis aus dem Hochalm—Ankogel—Massiv. Tschermaks Min.-Petr. Mitt., 33, 1914.

STAUB, R., Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, 1924.

TERMIER, P., Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der Geologischen Vereinigung. Geol. Rundschau, 4, 1913.

UHLIG, V., Der Deckenbau in den Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 2, 1909.

WINKLER, A., Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1923.

WINKLER, A., Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. (Vortrag in der II. Allgemeinen Versammlung der Geologischen Vereinigung zu Innsbruck.) Geol. Rundschau, 15, 1924.

WINKLER, A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. I. Teil. Jb. Geol. Bundesanst. Wien, 76, 1926.

Erklärung zu den Lichtbildern.

Tafel IV.

- Abb. 1. Überschiebungslinie der Hochalmdecke am N-Hange des obersten Lieser-
tales. Scharf heben sich die massigen Granitgneiswände über dem Phyllit-
gelände der Lanischalm ab. Links: Oblitzenscharte. Rechts: Oblitzengipfel.
(Siehe Fig. 5.)
- Abb. 2. Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde.
Schurfspitz-SW-Wand. Die hellen Kalkmarmorbänke (rechts) tauchen steil
unter dem massigen Granitgneis auf, der die Felswand links und den Grat
bis zum Gipfel bildet. Das Kreuz bezeichnet die Lokalität der Abb. 5 des
I. Teiles, 1939 (tektonische Gneis-Marmor-Breccien an der Grenze zwischen
Granitgneis und Kalkmarmor).

Tafel V.

- Abb. 3. Von oben her stirnartig in den Phyllit vorgetriebener Kalkmarmorkeil.
Eisenkopf-O-Flanke. (Siehe Fig. 1.)
- Abb. 4. Detailausschnitt der Stirnfalte des Liegendmarmors an der Basis der
N-Wand des W-Ochsenkopfes. Die unter normalen Verhältnissen dem
Liegendmarmor konform aufliegenden, 30—40° NO-einfallenden Phyllit-
tafeln klettern die steile Marmorwand ein Stück aufwärts, greifen zwischen
die Marmorbänke ein und werden dann endgültig von den plastischen
Marmorwalzen überwältigt.
- Abb. 5. Plastisches Marmorscharnier nördlich der Odenlanischscharte. Der aus
Kalkmarmor bestehende Muldenkern der Ankogelgneisüberfaltung (siehe
Fig. 3, c) bildet den Faltungsvorgang modellartig nach.

Tafel VI.

- Abb. 6. Gegen N gerichtete, von oben her in den Granitgneis eintauchende Kalk-
marmorstirne. Mittlerer Sonnblick-O-Grat. Die Grenze zwischen Granitgneis
und Kalkmarmor ist scharf. Die innere Struktur des Kalkmarmors ist auf
der Abbildung klar ersichtlich und entspricht der Gewölbebiegung einer
rein mechanisch entstandenen Falte. (Siehe ALB. HEIM, Geologie der
Schweiz, Bd. 2, S. 8, Fig. 3.)
- Abb. 7. Westliches Auskeilen des Gesteinszuges VI der Silbereckmulde im unteren
Melnikkar. Die gegen N von oben her in den Zentralgneis eintauchende
Falte hebt links über dem Zentralgneis aus. Wie in einem geologischen
Modell nimmt die Phyllitsynklinale (Ph), die durch das helle Marmorband
vom Gneis geschieden wird, gegen rechts unten gleichmäßig an Breite zu.
- Abb. 8. Isoliertes Kalkmarmorband (M) im Zentralgneis. N-Wand des Mittleren-
Sonnblick-O-Kammes. Aplite, die den vertikal geklüfteten, beinahe regellos
körnigen Granitgneis der Unterlage des Bandes in senkrechter Richtung
durchschlagen, machen an der scharfen Grenzlinie gegen den Kalkmarmor
halt. Migmatitgneis (die feine interne Intrusionsfältelung ist sichtbar!)
überlagert das Marmorband.

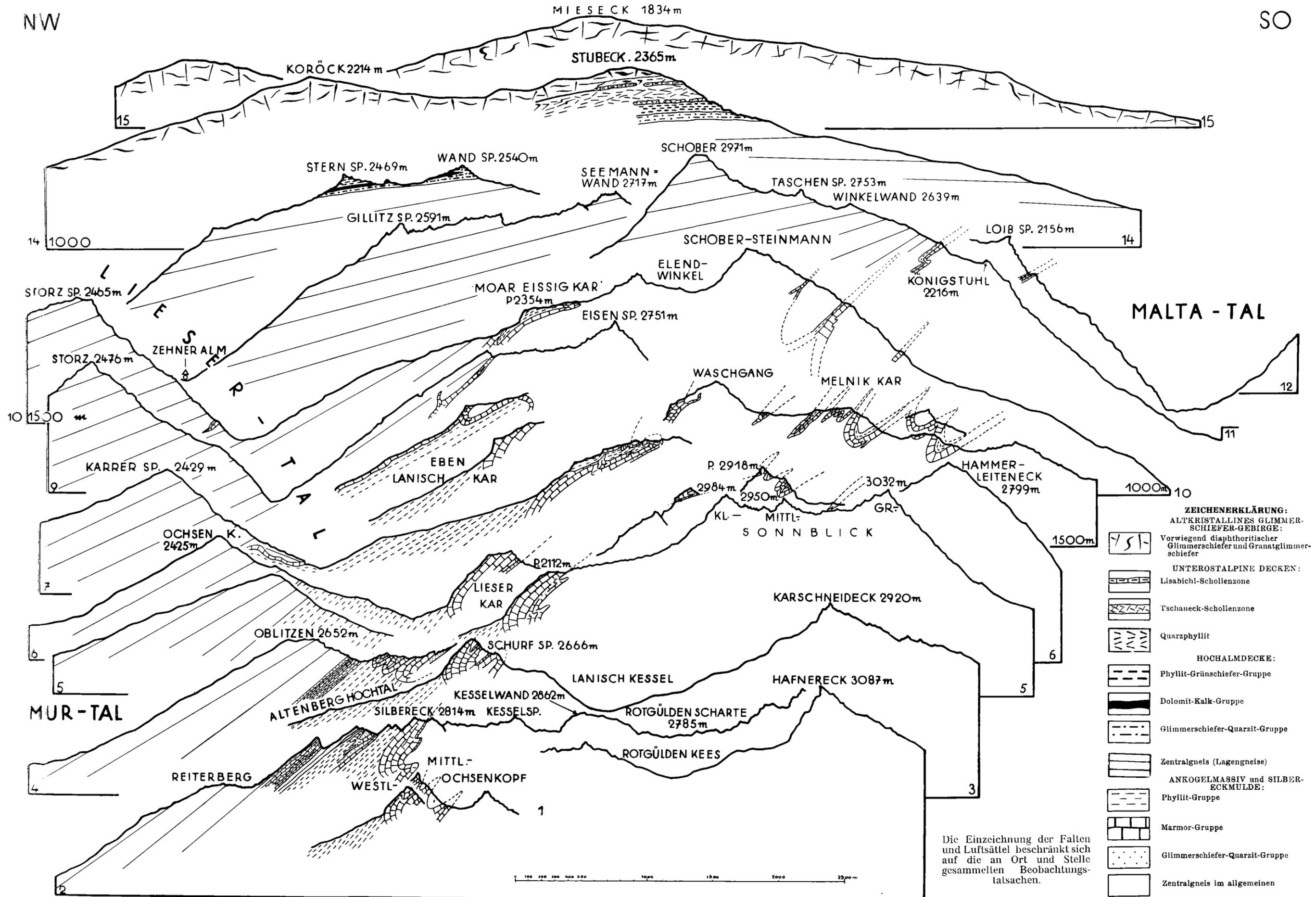
Tafel VII.

- Abb. 9. Tektonische Gneis-Marmor-Breccie. Moar-Eissig-Kar. Ein von Kalkmarmor allseits umschlossener, infolge der stärkeren Widerstandsfähigkeit gegenüber den Einflüssen der Atmosphärien herausgewitterter Granitgneisblock kennzeichnet das Endstadium der bandförmigen Gneis-Marmor-Verfaltungen um den kleinen See des Moar-Eissig-Kares.
- Abb. 10. Tektonische Gneis-Marmor-Breccie. Moar-Eissig-Kar. Eine andere isolierte Granitgneisscholle inmitten des Kalkmarmors; ebenso wie Abb. 9 im anstehenden Zustande photographiert.
- Abb. 11. Plastisches Kalkmarmorscharnier. Muldenkern der Überfaltung des Ankogelgneises über die Liegendserie der Silbereckmulde. Scharte zwischen W- und Mittlerem Ochsenkopf. Vergleiche hierzu Abb. 12!
- Abb. 12. Plastische Deformation des Granitgneises im Zentralgneisgebiet des westlichen Granatspitzkernes. Nicht anstehender Block am Sillingkopf-SW-Kamm; aufgefunden von Herrn Dr. H. P. CORNELIUS während einer gemeinsamen Exkursion. Vergleiche hierzu Abb. 11!

QUERPROFILE DURCH DAS OSTENDE DER HOHEN TAUERN ZWISCHEN MUR-UND MALTATAL MASZSTAB 1 : 25.000

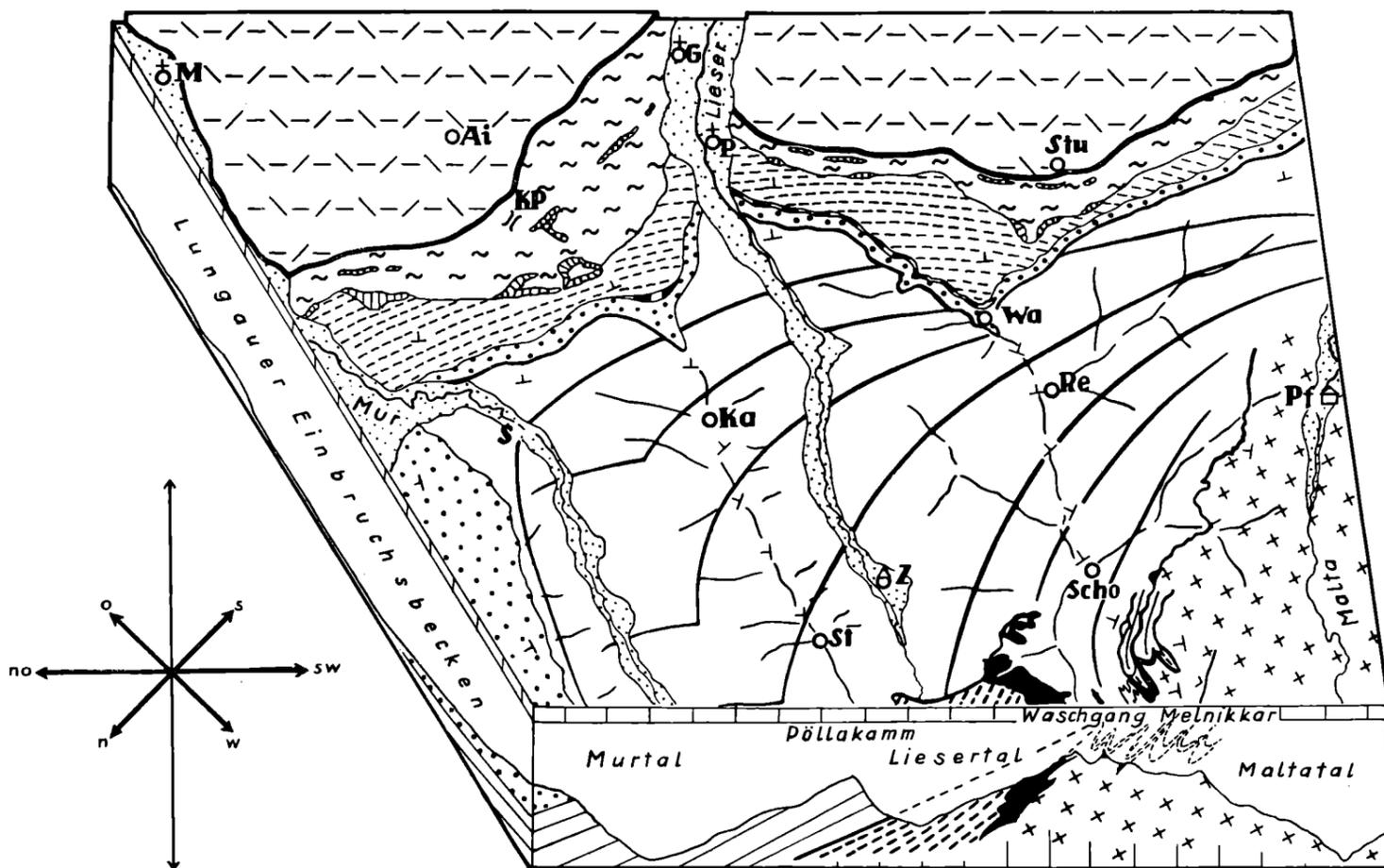
NW

SO

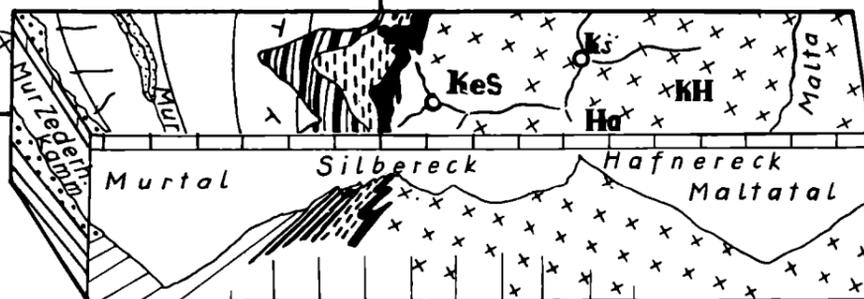
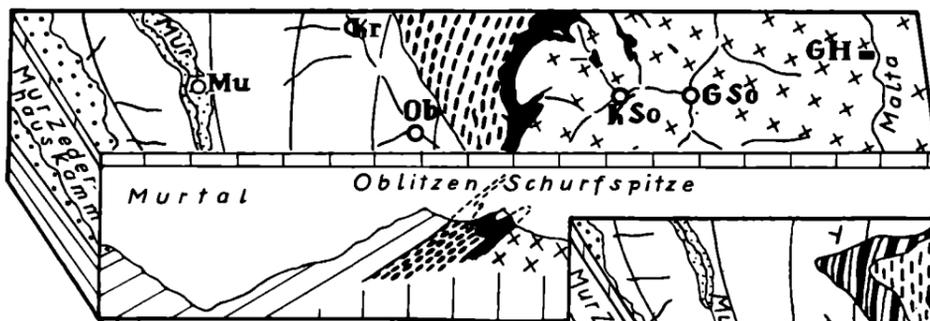


Erklärung der topographischen Abkürzungen

- Ai Aineck
- G St. Georgen
- GH Gmündner Hütte
- GSo Gr. Sonnblick
- Ho Hafnereck
- Ka Kaareck
- Kr Karrer Spitze
- KS Karschneideck
- KP Katschbergpass
- KH Kattowitz'er Hütte
- KK Keeskogel
- KeS Kessel Spitze
- KSo Kl. Sonnblick
- Ko Kölnbrein Spitze
- Kz Kreuzkogel
- Le Leifenkogel (Glaser Kg.)
- Mo Marchkaareck
- M St. Margarethen
- Mo Moritzen Jägerhaus
- Mu Muhr
- Ob Oblitzen
- P St. Peter
- Pf Pflüglhof
- Re Reitereck
- Ro Unterer Rotguldensee
- S Schellgaden
- Scho Schober (Eissig)
- Sr Schober (Schrowin)
- St Storz Spitze
- Stu Stubeck
- Wa Wandspitze
- WaA Wastelbaueralm
- We Weinschnabl
- Z Zehner Alm



0 1 2 3 4 5 km
M a s s t a b



Tektonogramm
des
Ostendes der hohen Tauern
zwischen
Mur- und Maltatal
und der westlichen Silbereckmulde bis
zum Kötschach-N-Hang oberhalb Bad-
Gastein. Dargestellt ist eine Karte in teilweise
schwacher Reliefzeichnung über einem Block (Basis:
1000 m Seehöhe), dessen Quer- und Längsflächen die
entsprechenden Quer- und Längsprofile wiedergeben.

- Alluvium
- Altkristallines Glimmerschiefergeb.
- Unterostalpine Decken
- Lisabicht-Schollenzone
- Quarzphyllit
- Tschaneck-Schollenzone
- Hochalmdecke - Schieferhülle
- Phyllit-Grünschiefer Gruppe
- Dolomit-Kalk Gruppe
- Glimmerschiefer-Quarzit Gruppe
- Hochalmdecke - Zentralgneis (Lagengneis)
- Flugkogelgneis (F. BECKE)

- Silbereckmulde
- Höhere tektonische Einheiten
- Liegendserie: Phyllit Gruppe
- Liegendserie: Glimmerschiefer-Quarzit Gruppe u. Marmor Gruppe; (Isolierte Schollen u. Gesteinsbänder der Silbereckmulde sind mit derselben Signatur ausgeschieden)

- Fallzeichen
- Ankogel-u. Hochalm-Zentral-Gneissmassiv.

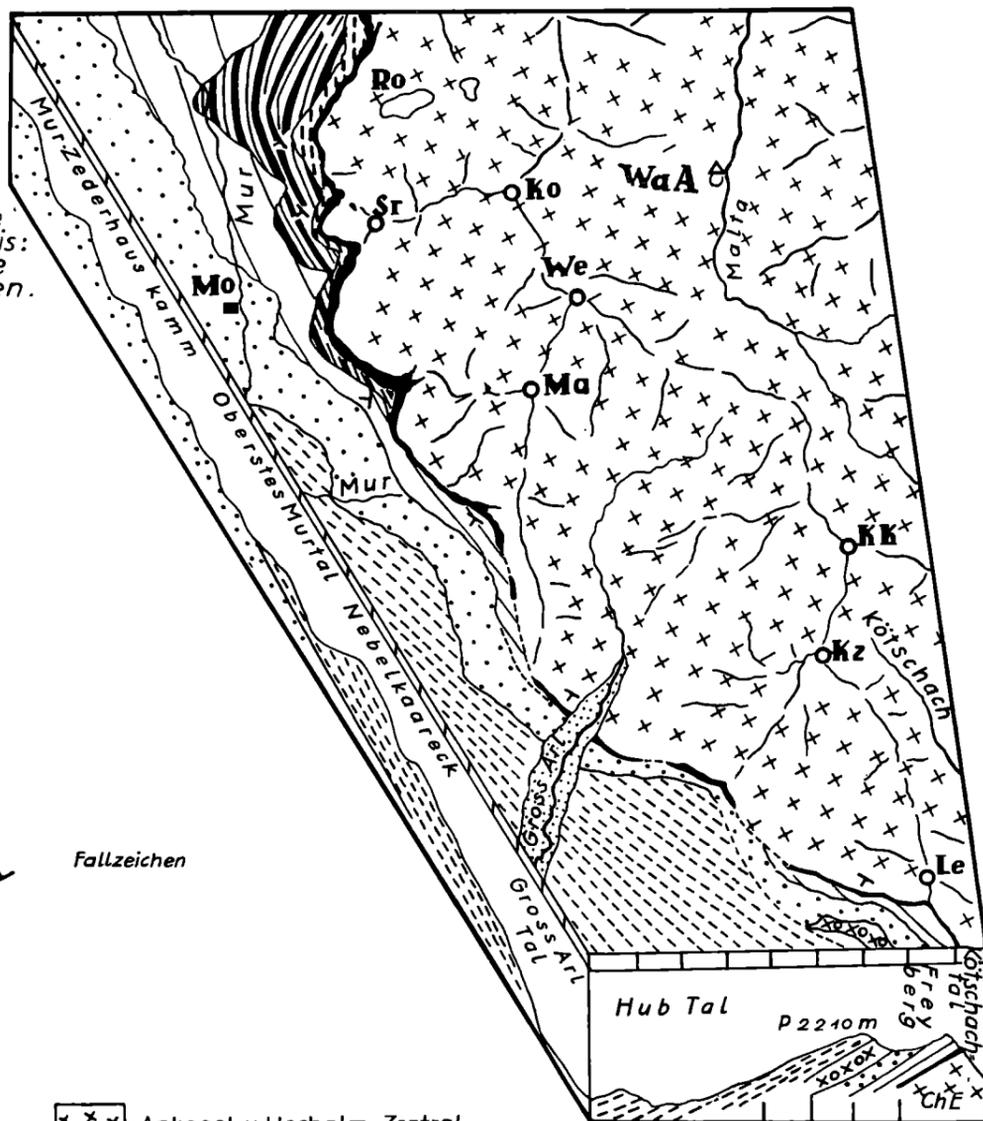




Abb. 1.



Abb. 2.

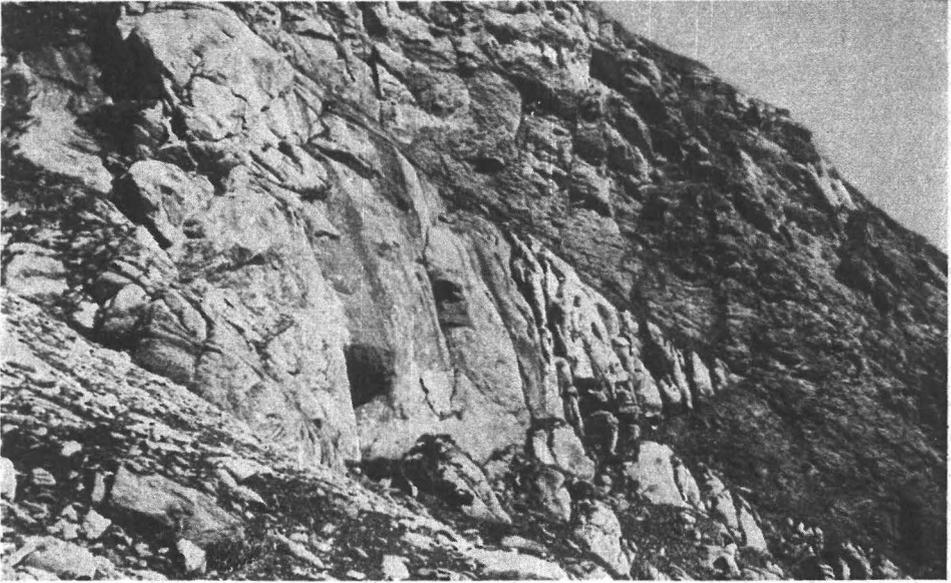


Abb. 3.



Abb. 4.

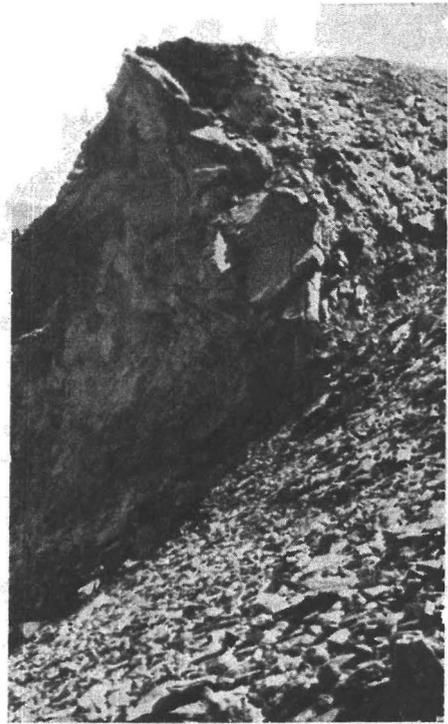


Abb. 5.

Christof Exner: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal.

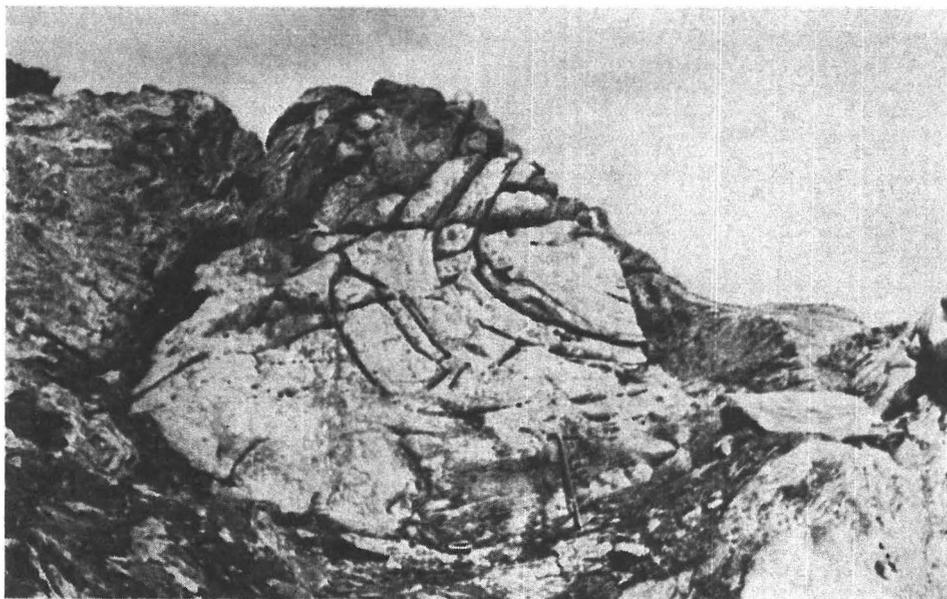


Abb. 6.



Abb. 7.



Abb. 8.

Abb. 10.

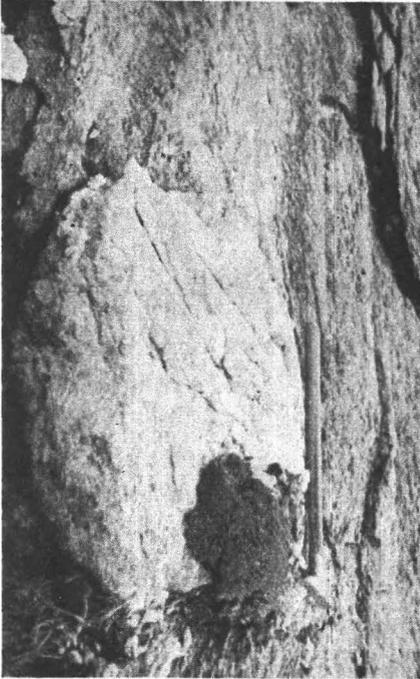


Abb. 9.



Abb. 12.

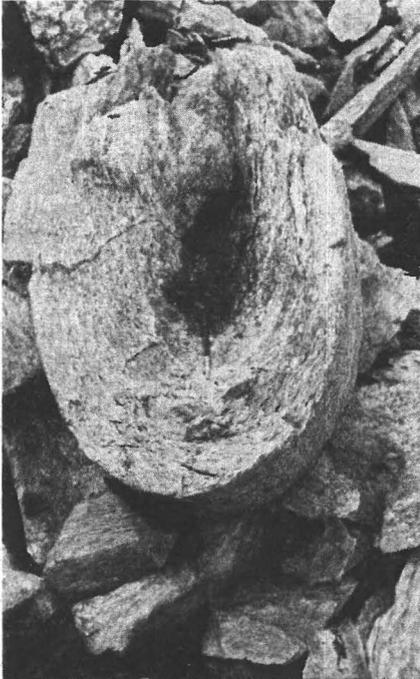
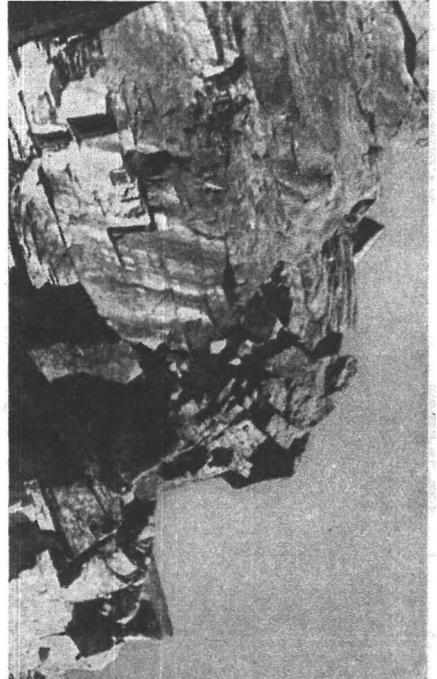


Abb. 11.



Nachtrag zu: Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten.¹⁾

Von **Robert Schwinner**, Graz.

Eben, da Heft 2 dieser „Mitteilungen“ mit der obengenannten Arbeit erschienen ist, kommt mir erst die wichtige Arbeit von BANDAT über die Rechnitzer Schieferinsel²⁾ zu Gesicht und bemerke ich, daß diese hätte berücksichtigt werden sollen, was mit diesem nachgetragen wird.

BANDAT beschreibt auf S. 152/3 seiner Arbeit „Das Konglomerat von Cák“ (Grundkonglomerat): ... echtes Konglomerat, denn es besteht aus stark abgerundeten Schotterindividuen, welche ... zerbrochen und wieder zementiert sind (so konnte sie Jugovics 1914 für tektonische Breccie halten). An einigen Schichtflächen ist es ganz deutlich zu sehen, denn die Platten sind ganz voll mit den abgerundeten großen, oft 5 cm Durchmesser erreichenden Schotterstücken. ... Die Hauptmenge der Schotterelemente besteht aus dunkelgrauem, blaugrauem, hellgrauem und hellbraungrauem Dolomit ... durch ein kalzitisch-dolomitisches Zement zusammengehalten. Quarz fehlt. Spuren der Metamorphose sind übrigens deutlich sichtbar. Im Konglomerat befinden sich zahlreiche serizitische Streifen, welche meist ganz feine graphitische Schüppchen enthalten. Außerdem finden wir in parallelen Schichten auftretende grasgrüne durchsichtige Ophiolithstreifen ... an einer Stelle in einem 1 m dicken Konglomerat über 30 Schichten ... Der Dolomit der Schotterindividuen stimmt sowohl in Farbe, Typus, wie im Aussehen ganz mit den benachbarten khofiedischen mitteldevonischen Dolomiten überein. Ich konnte ... sämtliche Typen und Arten der khofiedischen Dolomite in dem Konglomerat von Cák wiederfinden.“

Vergleich der Beschreibungen zeigt, daß das, was BANDAT aus den Steinbrüchen von Cák (4 km südsüdwestlich von Güns—Köszeg, etwas westlich der Straße Köszeg-Serdahely—Güns, am Gebirgsrand, 305 m ü. d. M.) als „Grundkonglomerat des Graphit- (= Ober-) Karbons“ beschreibt, ziemlich das gleiche ist wie das, was A. KÖHLER und A. ERICH von Maltern (im oberen Tauchental, gerade nördlich der alten niederösterreichischen Grenze, 486 m ü. d. M.) als „tertiären Konglomeratkalk“ beschrieben haben. Gleich, soweit die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit in Frage kommt. Der Konglomeratkalk von Maltern hat die Aufmerksamkeit hauptsächlich durch die Neubildung kleiner Albit- und

1) SCHWINNER, R., Die Albitisierung in Oststeiermark und angrenzenden Gebieten. Mitt. Reichsst. Bodenforschg., Zweigst. Wien, Bd. I, H. 2, Wien, im Nov. 1940.

2) BANDAT, HORST VON, Die geologischen Verhältnisse des Köszeg—Rechnitzer Schiefergebirges. Földtani Szemle, Bd. I, H. 2, S. 139—186. Budapest, 1932.

Quarzkristalle, entstanden im fertigen Gestein, auf sich gezogen. Sollten im Konglomerat von Cák, 24 km von Maltern entfernt, solche Neubildungen nicht vorkommen, so wäre das nach allem, was wir von den Albitisierungshöfen dieses Gebirges wissen, weiter nicht merkwürdig; für den sozusagen stratigraphischen Vergleich beider Konglomerate hat das, weil auf spätere hydrothermale Einwirkung zu beziehen, keine Bedeutung. Übrigens ist gar nicht ausgemacht, daß man im Konglomerat von Cák nicht vielleicht ebenfalls solche Neubildungen finden könnte. BANDATS Angabe „Quarz fehlt“ ist dem Zusammenhange nach wohl nur auf Quarzgerölle zu beziehen. Über Dünnschliffe sagt BANDAT nichts, mit freiem Auge sind Kriställchen, die meist nur einige Zehntelmillimeter messen, leicht zu übersehen, beziehungsweise mit den Kalzitkriställchen des Zementes zusammen zu werfen. Hier ist das letzte Wort noch nicht gesprochen.

Der Konglomeratkalk von Maltern findet sich offenbar ohne Zusammenhang mit älterem Gebirge. Jener von Cák findet sich in Steinbrüchen nahe diesem Orte, am Lagerberg (Táborhegy), allerdings auch in einer Scholle, die vermutlich verworfen und sicher mitten in Tertiär isoliert ist (l. c. S. 153); aber der Aufschluß ist immerhin so gut, daß die Deutung auf Tertiär nicht in Frage kam: „Das Konglomerat bildet große, 8 bis 10 m dicke Linsen und Linsenreihen in Kalkphyllit und Kalkschiefer des Steinbruches. ... Die Konglomerate sind in einem Streifen von zirka 200 m aufgeschlossen. Gegen das Liegende werden die Linsen dicker, doch ist es mir leider nicht gelungen, das Liegende der Konglomeratlinsen zu beobachten ... levantinische Schotter bedecken das Paket ... Da das Gestein verhältnismäßig hart ist, wird es zum Straßenbau gebrochen. (Man nennt es in der Gegend infolge seiner dunkelblaugrauen Gesteinselemente ‚Basalt‘.)“ Einzig an einer zweiten Stelle finden sich wieder konglomeratische Einlagerungen, nämlich in den Eszterhazyschen Kalksteinbrüchen unweit des kleinen Jagdschlusses, 688 m (ich habe das auf der Karte nicht finden können) östlich des Fahrweges. „Das Gestein ist hier gleichfalls Kalkschiefer und Kalkphyllit, doch handelt es sich hier nicht um Konglomerate, sondern nur um einzelne, allerdings oft faust- bis kopfgroße abgerundete Individuen. Diese sind dunkelgrau und zeigen kein Brausen mit Salzsäure ...“ Wieso das „ähnliche linsenförmige Einlagerungen zeigt“, wie in den Steinbrüchen von Cák, ist nicht ganz klar.

Obwohl also BANDAT die Deutung als Tektonit ausdrücklich ablehnt, möchte ich nahelegen, diese Möglichkeit nochmals zu prüfen. Manches der Beschreibungen erweckt Verdacht und läßt Ergänzungen wünschen. Auch sind sonst Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung bekannt (l. c. S. 153, 186 u. a.). Und gerade BANDATS schöne Karte³⁾ eröffnet dem Tektoniker verlockende Ausblicke.

³⁾ Diese Karte zeigt mit sehr detaillierten Eintragungen ein enges Begehungsnetz und macht durchaus den Eindruck einer sorgfältigen Aufnahme. Leider ist der Text nicht so uneingeschränkt zu loben. Nicht, daß die Vergleiche mit den eigentlichen Alpen ziemlich unglücklich ausgefallen sind. Das kommt auch anderweit vor, wo es weniger zu entschuldigen ist. Und es ist durchaus anzuerkennen, daß Verf. diese Vergleiche zu ziehen versucht. Aber die Art der Verbindung! Da beginnt ein Kapitel, und die ersten paar Sätze handeln wirklich vom Rechnitzer Gebirge. Aber dann kommt ein langer Exkurs über Parallelen in den Alpen, ausführlich und lebhaft, und dann später, wieder oft förmlich damit ver-

Das erste, was die Aufmerksamkeit des Tektonikers wachruft, ist, daß BANDAT eine scharfe Trennung zweier Serien hervorhebt: A. Serizitphyllit, Quarzitphyllit, Quarzit, verbunden mit dünnen Lagen von graphitischen Schiefen, von Kalk und Kalkschiefern; B. mächtige Kalke, Kalkschiefer und Kalkphyllite, ausschließlich verbunden mit Chloritschiefern (an welche sich, wie auch sonst gebräuchlich, Serpentine anschließen). Das erinnert sofort an die Verhältnisse am Tauern-O-Ende — Vergleiche mit den Höhen Tauern sind in dieser Gesteinsgesellschaft nahe liegend —, an die Trennung zwischen Gmünder Phyllit und der eigentlichen Kalkphyllitserie (mitsamt Grünschiefern und Serpentin). Diese Serientrennung kennzeichnet dort auch die Trennung zweier tektonischer Einheiten.

Das Kartenbild, das BANDAT gibt, zeigt nun, daß Serie A, in engen Isoklinalen geschuppt, die Hauptmasse des Rechnitzer Gebirges aufbaut. Und zwar zeigen die schmalen Striche von Kalk- und Graphitschiefern, zusammen mit den reichlich gegebenen Streich- und Fallzeichen, daß das von Güns gegen Schlaining, also etwa NE—SW, hinziehende Rückgrat dieses Gebirges einer leichten Knickung im Streichen entspricht. Vom SE- und S-Rand bis etwa gegen die Mitte streichen die mittelsteil westlich einfallenden Schuppen NNW—SSE; im N und NW der Scheide überwiegt das NNE—SSW-Streichen. Der SE- und S-Rand des Gebirges Güns—Cák—Bozok—Rechnitz—Neu-Hodiss—Rumpersdorf—Schlaining wird dagegen von Serie B eingenommen, Kalk- und Chloritschiefern, beide in breiten Flächen und vorwiegend mit W—E-Streichen und südlichem Fallen. Das sieht so aus, als ob über einem grundgebirgsähnlichen Schuppenbau aus Serie A diskordant eine Decke aus Serie B läge, wobei überdies öfters auch zwischen den liegenden Kalkphylliten und den hangenden Chloritschiefern eine weitere Diskordanz zu spüren ist (l. c. S. 154, 157). Eine Ausnahme macht der breite Zug Bergmaierhof—Königsbrunn mitsamt den Serpentinernen der Großen und der Kleinen Plischa, der sich isoklinal zwischen zwei Gebirgskörper aus Serie A einschiebt. Das wäre dann anzusehen als eine sekundäre Verschuppung dieser beiden Decken. Das Ausstreichen dieser NW—SE-Störung am Gebirgsrand mag dann daran schuld sein, daß das Gebiet zwischen Alt- und Neu-Hodiss „tektonisch verworren“ erscheint (l. c. S. 157).⁴⁾

Ich habe seinerzeit hervorgehoben, daß der „Konglomeralkalk“ von Mallern gerade dort liegt, wo eine Schubfläche zwischen einer Decke aus

flochten, die weiteren Angaben, die wieder das Rechnitzer Gebirge betreffen. Ja, gelegentlich gibt B. sogar zuerst die Beschreibung des betreffenden Gesteinstypes aus dem Palental, und hinterher, worin sich das Rechnitzer Gestein von diesem unterscheidet! (l. c. S. 167.) Das ist höchst mühsam zu lesen und öffnet Mißverständnissen Tür und Tor.

⁴⁾ CORNELIUS, H. P. (Zschr. Deutsch. Geol. Ges. 1940, S. 282), bemängelt, daß im Rechnitzer Gebirge Kalk und Kalkschiefer erst in zweiter Linie an Häufigkeit steht. BANDATS Karte zeigt, daß das auf Zufälligkeit des Aufschlusses, nicht auf Stratigraphisches zu schieben ist. Wären noch einige hundert Meter Mächtigkeit, besonders am S-Hange, erhalten, so müßte die Karte viel mehr von Serie B zeigen, nach der allgemeinen Lage derselben in den erhaltenen Resten am S-Rand, und nach den „Deckenzeugen“ von Chloritschiefer, welche BANDAT fast bis auf den Hirschstein hinauf (S. 793 u. a.) zeichnet.

Rechnitzer Serie und basalem Gebirge (Aspanger Granit und Hülle) ausstreicht (l. c. S. 82). Das Konglomerat von Cák ist ähnlich gelegen, wobei allerdings es sich hier um die eine Sch u b f l ä c h e zwischen zwei D e k e n handelt, die beide Rechnitzer Gesteinsfazies zeigen, von denen die eine aber dem Innenbau nach die Rolle des Grundgebirges übernimmt. Zum Verständnis ist wichtig, daß, wie BANDAT hervorhebt, auch das „B a l a t o n k r i s t a l l i n“ die Rechnitzer Gesteinsfazies und die gleiche Hauptstreichrichtung wie ein großer Teil des Rechnitzer Gebirges zeigt, nämlich NE—SW, ein weitverbreiteter alter, vielleicht variskischer Bau (l. c. S. 181).⁵⁾

⁵⁾ Zum Schlusse mögen einige Druckfehler berichtigt werden, die in meiner Arbeit in diesen Mitteilungen, Bd. I, H. 2, 1940, leider stehengeblieben waren. S. 81, Z. 30—31 von unten, soll es heißen: Verhandlungen der Geologischen Landesanstalt Wien, 1939. S. 87, Z. 1 von oben: S. 88. S. 95, Z. 10 von unten: Störung statt Strömung. S. 97, Z. 18 von oben: 1939 statt 1929.

Vorläufiger Bericht über ein Vorkommen von oberjurassischen Cephalopoden im Gebiet des Bärenfeuchter Mölblings bei Wörschach.

Von H. Häusler, Wien.

Sommer 1939 fand ich bei der geologischen Feldaufnahme auf der Stoirinalpe ein Ammonitenvorkommen. Diese Alpe liegt südlich zwischen Fettel (1691 m) und Bärenfeuchter Möbling (1761 m). Die Fundstelle wird von einer kleinen Kuppe gebildet, die sich nördlich der letzten Almhütten von dem Sattel abhebt und links und rechts von Gräben begrenzt wird. Aus dem östlichen Graben entspringt eine Quelle, die einen Teil der Alm mit Trinkwasser versorgt.

Unter den fossilführenden Kalken liegen blaugraue, zum Teil fleckige Mergel. Gegen den Sattel zu liegen Mergel mit schwacher Kieselausscheidung vor. Gegen die Glanitz, unter dem Fettel, kommen tektonisch beanspruchte, dunkelgraue Kalkmergel heraus. Die einen erinnern an Liasfleckenmergel, die kieseligen Gesteine an Oberalmschichten. Über diesen Mergeln liegen helle Reiflinger Kalke. Diese bauen den Fettel und den Bärenfeuchter. Letzterer trägt zu oberst einen Klotz aus Hallstätter Kalk. Der südliche Teil der Alm wird von Gosaukonglomerat bedeckt. GEYER hat auf der geologischen Karte von Liezen an Stelle der Mergel Gutensteiner Kalk ausgeschieden.

Bei meinen Begehungen konnte ich an der ganzen Südseite vom Hechelstein bis Bärenfeuchter Möbling keinen Gutensteiner Kalk nachweisen. Das durch die Deckscholle bedingte, unmittelbar Liegende der Reiflinger Kalke sind Juraschichten. Ihr jurassisches Alter konnte durch die Fossilien bestätigt werden.

Der fossilführende Kalk von der Stoirin ist grau und rötlich gesprenkelt und zeigt Knollenstruktur. Er erinnert sehr an die Kalke, die auf der Alm südwestlich unter dem Gwönlistein, in Form großer Einzelblöcke auf dunklen merglig-kieseligen Schichten liegen.

Es fanden sich folgende Fossilien:

- Aspidoceras circumspinosum* QUENST.,
- Aspidoceras inflatum episum* QUENST.,
- Aspidoceras* sp.,
- Lytoceras quadrisulcatum* d'ORB. sp.,
- Lytoceras* sp.,

Perisphinctes convolutus impressus QUENST.,
Perisphinctes cfr. *convolutus oblongus* QUENST.,
Perisphinctes planula minor QUENST.,
Perisphinctes lucingensis E. FAVRE.,
Perisphinctes inconditus FONT.,
Perisphinctes stenocyclus FONT.,
Divisosphinctes cfr. *colubrinus* REIN.,
Phylloceras protortisulcatum POMPECKJ.,
Racophyllites tortisulcatus d'ORB.,
Phylloceras serum OPP.,
Ptychophylloceras ptychaicum QUENST.,
Oppelia flexuosa crassata QUENST.,
Belemnites sp.,
Aptychus sp.,
Terebratula rupicola,
Terebratula sp.,
Metaporhinus gümbeli NEUMAYR.,
Metaporhinus convexus CATUL.,
Pseudodiadema sp.,
Crinoidenreste.

Die Ammoniten waren nur als Steinkerne, beziehungsweise als Skulptursteinkerne erhalten. Der größte Teil der Cephalopoden liegt in Konkretionen. In ein und demselben Block war eine graue Schicht, auf der, durch geringen Übergang verbunden, eine Lage aus rotem Kalk folgte. Die Fossilien aus den roten Kalken und Konkretionen ließen sich leicht heraus schlagen, dahingegen war das Material der grauen Kalkschichte nur schwer zu präparieren. Die Konkretionen zeigen deutlich eine schalenförmige Struktur des Kalkes, der die Ammoniten umgibt. Im Querschnitt ist das am Farbwechsel der Zonen zu erkennen. Diese sind meist so angeordnet, daß die dem Fossil näherliegenden dunkler sind als die entfernteren.

Oftmals zeigen die Cephalopoden nur auf einer Seite eine gut erhaltene Skulptur, während die der anderen Seite verändert oder vollkommen zerstört ist.

Bei den Echinoideen sind die Schalen wohl erhalten, doch können diese nur sehr schwer präpariert werden. Bei den Seeigeln ist ihr verhältnismäßig zahlreiches Auftreten bemerkenswert.

Von den 18 bestimmten Species wurden 12 von NEUMAYR in seiner Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* OPPEL beschrieben.

Die anderen Formen entsprechen dieser Altersstufe. Es liegt hier wohl ein Äquivalent der Acanthicusschichten vor.

Das nächste Vorkommen in den NO-Alpen befindet sich bei St. Agatha und Sulzbach bei Ischl. Somit reiht sich dieses Vorkommen an die weiteren Fundpunkte an, die auf eine große horizontale Verbreitung dieser Kalke hinweisen, die die Unterlage der tithonischen Cephalopodenschichten bilden. Ihre Ausdehnung erstreckt sich vom östlichen Siebenbürgen, von Rußland und von der Tatra bis Sizilien und Algier.

Eine weitere Auswertung wird erst nach Bearbeitung des noch ausstehenden Materials erfolgen.

Herrn Professor Dr. TRAUTH danke ich für die Freundlichkeit, mir das Cephalopodenmaterial von St. Agatha zu zeigen.

Herrn Dr. H. ZAPFE danke ich für wertvolle Literaturhinweise.

Schriftennachweis.

1. BERTRAND, M., KILLIAN, M., Étude sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Granada et de Malaga; Mission d'Andalousie. Paris, 1889.
2. CHOFFAT, PAUL., Description de la faune Jurassique du Portugal, Classe des Cephalopodes I. 1893.
3. COTTEAU, G., Die Echiniden der Stramberger Schichten. 1884.
4. DAQUE, E., Wirbellose des Jura. 1934.
5. GEYER, G., Geologische Karte 1:75.000, Blatt Liezen. 1913.
6. GEYER, G., Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. V. G. R. 1913.
7. LORIOL, P., Description de la faune Jurassique du Portugal, Embranchement des Echinodermes. 1890—1891.
8. NEUMAYR, M., Abhandlungen, G. B. A., Bd. V, 1873.
9. OPPEL, A., Paläontologische Mitteilungen, II. Über jurassische Cephalopoden. 1862.
10. PAWLOW, A., Les Ammonites de la Zone à *Aspidoceras acanthicum* de l'est de la Russie. Mémoires du comité géologique, Vol. II, Nr. 3.
11. QUENSTEDT, F. A., Der Jura. Tübingen, 1858.
12. QUENSTEDT, F. A., Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. 1888.
13. TOULA, F., Acanthicusschichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübel. Abhandlungen G. R. A. 1907.
14. ZITTEL, K. A., Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. 1868.
15. ZITTEL, K. A., Die älteren Schichten der cephalopodenführenden Tithonbildungen. 1870.

Zwei neue Andalusit-Vorkommen in den Ötztaler Alpen.

Von **Otto Reithofer.**

Anläßlich geologischer Studien in den Ötztaler Alpen fand ich im Jahre 1938 zwei bisher unbekannte Andalusitvorkommen. Das eine findet sich im obersten (südlichsten) Teil des Wörg(e)ltales, einem südlichen Seitental des Neder Tales, das nördlich von Ötz ins Ötztal mündet. Es liegt im Bereiche der Geologischen Spezialkarte Blatt Ötztal von W. HAMMER (7*). Ungefähr nordwestlich unter P. 2641 (=Hintere Karlspitze der Alpenvereinskarte), nordöstlich unter Gr. Windegg sind in einer Höhe von zirka 2360 m die Reste zweier verfallener Hütten erhalten, die wahrscheinlich seinerzeit für den alten Bergbau errichtet worden sind. Unterhalb und oberhalb dieser beiden Hütten finden sich bis auf den Grat westsüdwestlich von P. 2641 (=Wörgltaler Sattel der Alpenvereinskarte) hinauf und in der Umgebung der Hinteren Karlspitze im Schutt des Schiefergneises ziemlich reichlich kleinere und größere Andalusitkristalle.

U. GRUBENMANN (2, S. 19) führt über benachbarte Vorkommen an: „Daneben besteht aber die bemerkenswerte Tatsache, daß in der Schieferhülle der ‚Gneise‘ der Engelwand und des Acherkogel (in der Östermuhr, in der Acherbachscholle und bei Habichen) braunviolette Andalusite auftreten, welche mit den allbekanntesten Vorkommen von Lisens (Windegg, Fotscher, Gallwieseralp) sowie mit den neuerlich entdeckten aus der Umgebung von St. Leonhard im Pitztal (Tiefental, Loibisalp) sowohl in ihrem Habitus als auch in ihrem Auftreten eine auffällige Ähnlichkeit haben.“ Die von U. GRUBENMANN angegebenen Andalusitvorkommen treten alle mit Ausnahme des Vorkommens bei Habichen in weiter südlich gelegenen Schiefergneiszonon auf als das Vorkommen im obersten Wörg(e)lthal.

W. HAMMER gibt noch außer den schon aufgezählten Vorkommen Andalusit am Murmentenkarspitz (4, S. 67), im Hairlachtal bei Axlehn nordöstlich von Niederthai (8, S. 9, 12), im oberen Tumpener Tal (8, S. 12), am Sulzkogel südlich von Kühtai und beiderseits Tumpen (bei Kriseile [8, S. 14, 28]) an.

Das zweite Andalusitvorkommen findet sich im oberen Teil des Platzer und des Fißlad-Tales. Es liegt im Bereiche der Geologischen Spezialkarte Blatt Nauders von W. HAMMER (6). In der weiteren Umgebung des Tösner Bergbaues treten in Quarzknuauern des Schiefergneises nicht selten kleinere und ab und zu auch größere Andalusitkristalle auf. Auf der W-Seite des

*) Siehe Literaturverzeichnis!

Platzer Tales wurde ost-südöstlich unter dem Hochjoch in einer Höhe von zirka 2720 m in unmittelbarer Nähe eines älteren Schurfgrabens im stark mitgenommenen Schiefergneis ein 5 cm langes Andalusitprisma gefunden. Ost-südöstlich bis südöstlich unter dem Glockhaus (= P. 3101) treten um 2700 m Höhe im Schiefergneis mitunter Quarzknauern mit zum Teil schönen, bis 6 und 8 cm langen Andalusitprismen auf. Auch darüber finden sich an den O-Abhängen des Glockhaus gar nicht selten Andalusitkristalle, ebenso ostnordöstlich unter dem Glockhaus in zirka 2450 m Höhe und nordwestlich davon, im Graben südöstlich unter dem Tauferer Kopf in zirka 2550 m Höhe. Deutliche Andalusite treten auch in der Umgebung der beiden verstürzten Stollen südlich vom Kreuzjöchl, zwischen dem Fißlaldtal im W und dem Kaunertal im O auf.

Als benachbarte Andalusitvorkommen sind die von V. v. ZEPHAROVICH (1, S. 15) und G. GASSER (3, S. 18) angeführten Fundstellen am Scheibbüchel beim Übergang vom Langtauferer Tal ins Kaunertal und am Glockturm (= P. 3356) zu erwähnen. Die Angabe „Scheiben Büchel“ auf der alten Karte 1: 28.800 entspricht auf der Originalaufnahme-sektion 1: 25.000 und auf der Alpenvereinskarte 1: 50.000 der Angabe „Scheiben“, südwestlich unter dem Weißseejoch gelegen.

Die beiden neuen Andalusitvorkommen entsprechen geologisch ganz denen der Ferwall- und Silvrettagruppe (5, 9, 10).

Aus dem oben Angeführten geht hervor, daß der Andalusit in der Ötztaler- und Silvrettadecke häufiger vorkommt, als bisher nach der Literatur bekannt war.

Literaturhinweise.

1. V. v. ZEPHAROVICH, Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Österreich. Bd. 1, Wien, 1859.
2. U. GRUBENMANN, Über die Aufnahmen im Gebiete des Ötztales. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Jahrg. 35, 1898.
3. G. GASSER, Die Mineralien Tirols. Innsbruck, 1913.
4. W. HAMMER, Über die granitische Lagermasse des Acherkogels im vorderen Ötztal und ihre Tektonik. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien, Jahrg. 1921.
5. H. P. CORNELIUS, Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralbl. f. Min., Jahrg. 1921.
6. W. HAMMER, Geologische Spezialkarte, Blatt Nauders. Wien, 1923.
7. W. HAMMER, Geologische Spezialkarte, Blatt Ötztal. Wien, 1929.
8. W. HAMMER, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. Wien, 1929.
9. F. SPAENHAUER, Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., Bd. 13, 1933.
10. O. REITHOFER, Über das Vorkommen von Andalusit in Vorarlberg. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien, Jahrg. 1937.