

Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone.

Von Wilhelm Hammer.

(Mit 9 Textfiguren.)

Im nachfolgenden soll in Kürze über einige Ergebnisse der geologischen Aufnahmen berichtet werden, welche ich auf dem Nordostviertel des Kartenblattes St. Johann am Tauern der Spezialkarte in den letzten Jahren gemacht habe¹⁾, da bei der geringen, für dieses Aufnahmefeld gegenwärtig zur Verfügung stehenden Zeit die Fertigstellung des Ganzen sich noch länger verzögern wird.

Das hier Mitgeteilte bezieht sich auf die weitere Umgebung von Kallwang und Mautern im Liesingtal mit den Teichentälern bis zum Kamm Zeyritzkampl-Wildfeld und dem Magdwestal, und auf die von den Seckauer Alpen der Liesing zufließenden Seitentäler vom oberen Liesingtal bis zum Rannachgraben und Leimsergraben, welche bereits auf dem Kartenblatt Leoben liegen; gibt also gewissermaßen einen erweiterten Querschnitt durch die Grauwackenzone vom Rand des Seckauer Granitmassivs bis zum erzführenden Silur-Devonkalk des Zeyritzkampl und Wildfeld.

Die Gesamtheit der in diesem engumgrenzten Gebiet vorhandenen Grauwackengesteine läßt sich nach meinen bisherigen Erfahrungen in fünf Gruppen einteilen, welche als gut charakterisierte Einheiten auch auf der Karte sich ausscheiden lassen:

1. Quarzphyllit und sein Grundkonglomerat,
2. graphitführendes Karbon,
3. Blasseneckserie,
4. Gruppe der feinschichtigen, quarzitischen Grauwackenschiefer,
5. erzführender Kalk (Silur-Devon).

Diese Reihenfolge, in welcher sie im folgenden besprochen werden, entspricht der Aufeinanderfolge im Querschnitt, soll aber keineswegs eine Altersreihung bedeuten.

A. Gesteinsgruppen.

I. Quarzphyllit und sein Grundkonglomerat.

Silberig-, seidenglänzende, grünlichgraue, phyllitische Schiefer, deren kleinwellig verbogene Schieferungsflächen von Häuten feinschuppigen

¹⁾ Siehe Jahresberichte der Geol. Bundesanstalt: Verhandl. der Geol. Bundesanstalt, 1921, S. 11, 1922, S. 12 und 1924, S. 9.

Muskovits überzogen sind. Im Querbruch erscheint der Quarz entweder in sehr feinkörnigen, dünnen, weißen oder lichtgrauen oder gelblichen Lagen oder in dickeren Quarzknollen und Flasern. Wo erstere Aus-

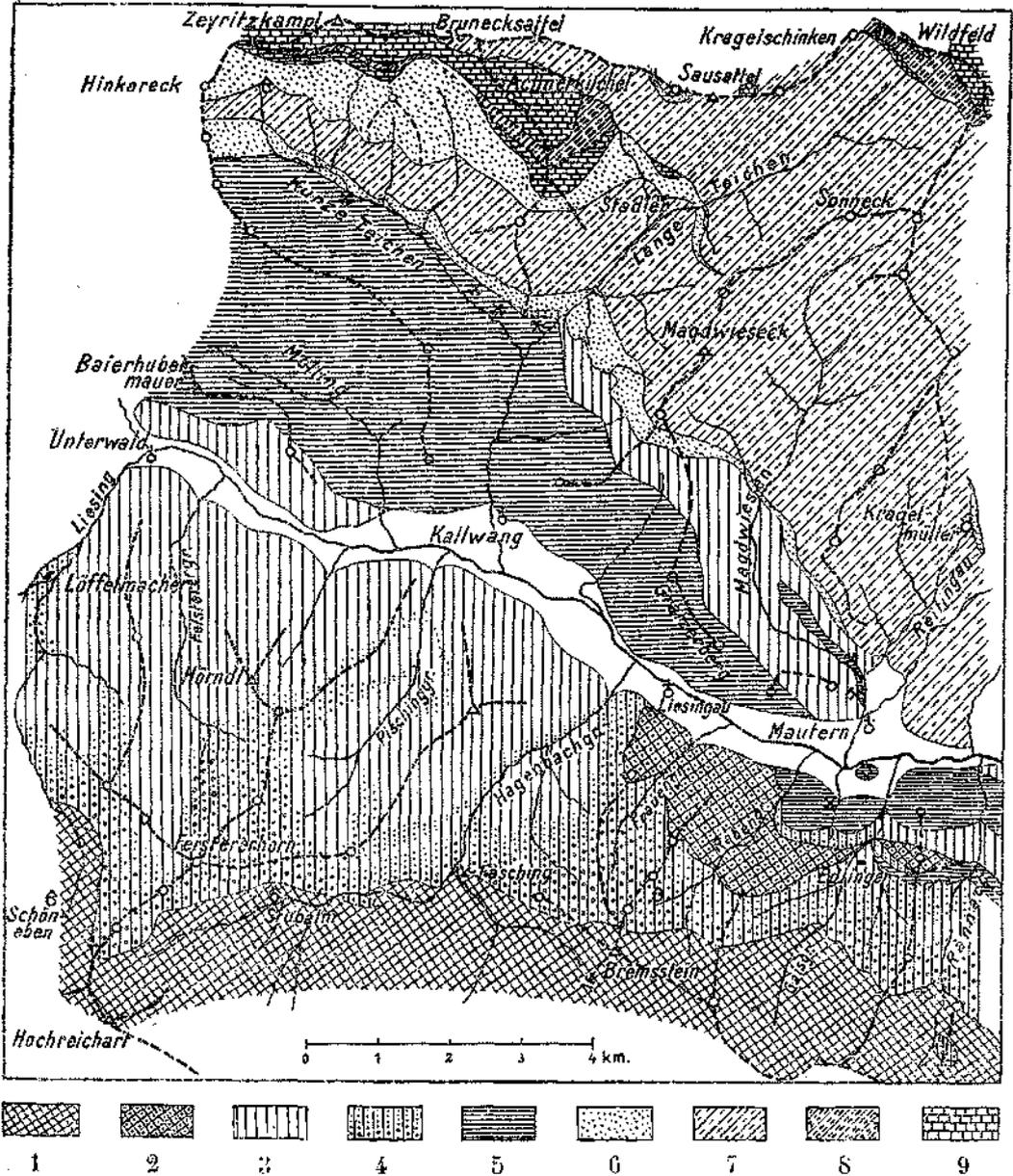


Fig. 1. Übersicht der Gesteinszonen.

1 Granit und Gneis der Seckauer Tauern. 2 Gneiszug Leims—Frauengraben. 3 Quarzphyllit. 4 grob- und feinklastische Schichten im Liegenden des Phyllits, 5 graphitführendes Karbon, 6 Blasseneckserie, 7 feinschichtige Grauwackenschiefer, 8 Schiefer an der Basis der Silur-Devonkalke, 9 erzführender Kalk (Silur-Devonkalk).

bildung und der Quarzgehalt im ganzen stark zunimmt, nähern sie sich in der Gesteinstracht den feinschichtigen Grauwackenschiefern.

Im Dünnschliff sieht man, daß die grünliche Färbung der Phyllite davon herrührt, daß neben Muskovit ein kräftig grün gefärbter Glimmer

reichlich vorhanden ist. Pleochroismus von kräftig lauchgrün || den Spalt-
rissen zu grünlich gelblich ⊥ darauf; Lichtbrechung gleich wie die des
Muskovites, ebenso die Spaltbarkeit, Interferenzfarben lebhaft, aber in
dickeren Schlifften durch die starke Eigenfarbe verdunkelt, Auslöschung
gerade. Auch Foullon¹⁾ erwähnt bei Glimmerschiefern und Phylliten
des Palantals grünen Glimmer. Angel²⁾ führt solchen als Bestandteil
der Blasseneckgneise an. Wie weiter unten erwähnt, ist er auch in den
klastischen Basalgesteinen der Phyllite weit verbreitet und scheint eine
provinzielle Besonderheit der Metamorphose zu bilden. Er ist in den
Phylliten oft parallel verwachsen mit Muskovit, als gleichaltriger
Bestandteil. Der Quarzgehalt ist bald locker verteilt zwischen den
Glimmermassen, bald in größere Nester und Knauern gesammelt. Über-
gemengteile sind Erze (Titaneisen und sekundäre Umwandlungsprodukte),
Titanit, Apatit; Granat traf ich im Magdwiestal, linke Talseite bei Müllner
in mäßiger Menge im Phyllit. In den Grenzlagen gegen die basalen
klastischen Schichten erscheint lagenweise Karbonat, teils Kalzit in
mikroskopisch gleichmäßiger Verteilung (Hörndl, NO-Kamm), teils in
einzelnen größeren Kriställchen von Eisenkarbonat, die als kleine rostige
Punkte sichtbar werden, bei im ganzen sehr feinem Korn des Gesteins.

Die Kristallisation des Glimmers ist prä- bis paratektonisch; wellig
verbogene Glimmerlagen stehen neben Nestern mit regellos und quer-
gestellten unverschrten Glimmerbalken.

Diese Phyllite besitzen über große Bereiche hin eine sehr gleich-
mäßige Entfaltung und heben sich dadurch leicht ab von dem graphit-
führenden Karbon mit seinem vielfachen, bunten Gesteinswechsel. So-
wohl dem Graphitkarbon als dem feinschichtigen Grauwackenschiefer
gegenüber erscheinen sie als die höher metamorphe Facies. Weiter im
Nordwest, in der Gegend von Trieben nähern sich allerdings Karbon-
schiefer und Phyllit stark in ihrer Gesteinstracht und sind schwer von-
einander abzugrenzen. Nach Heritsch (Geologie der Steiermark) sind
dort diaphoritische hochkristalline Schiefer mit unsicherer Abgrenzung
in die „Grauwackenschiefer“ eingeschaltet. Es handelt sich hier also
wahrscheinlich um einen ähnlichen tektonischen Einschub, wie jener
der Biotitgneise im Phyllit südlich Mautern. (Siehe unten.)

Grünschiefer und Kalke fehlen in dem Bereich der Phyllite, soweit
mein Beobachtungsfeld reicht. Am Kleinen und Großen Schober bei
Wald liegen zwischen den mächtigen Chloritschieferzügen phyllitische
Schiefer, die teilweise dem Quarzphyllit gleichen, zum Teil die Tracht
der halbkristallinen karbonischen Tonschiefer besitzen. Inwieweit hier
Verfaltungen mit der im tieferen Gehänge anstehenden Fortsetzung der
Phyllitserie des Liesingtals vorliegen, wird noch genauer zu untersuchen
sein. Heritsch³⁾ zeichnet im Schoberprofil starke flachliegende Ver-
faltungen ein.

Die Konkordanz zwischen Phyllit und Graphitkarbon kann nicht als
Grund für eine Zurechnung ersterer zum Karbon verwertet werden, da

¹⁾ Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1880.

²⁾ Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1918.

³⁾ Sitzungsberichte der Kais. Akademie der Wissenschaften, Wien. Math.-nat.
Klasse, 1911.

die ganze, sicher tektonisch vielfältigste Schichtfolge vom Granitrand bis zur Kalkalpentrias parallel geschichtet ist.

Diese tektonische Struktur läßt auch unscharfe Abgrenzung der einen Schichtgruppe gegen die andere als tektonische Vermischung deuten.

An der Basis der Phyllite, im Graphitkarbon und in der Blasseneckschicht kommen grobklastische Ablagerungen vor, wodurch die Zugehörigkeit dieser Gruppen zu eigenen Sedimentationszyklen angezeigt wird.

Die Schichtgruppe des Phyllits wird im Liegenden eingeleitet durch eine mächtige Folge klastischer Gesteine, welche mit grobklastischen Bildungen, dem von Vacek¹⁾ entdeckten **Rannachkonglomerat** beginnend, nach oben immer feineres Korn annehmen und so auf dem Wege über quarzitisches Gestein in die Phyllite übergehen.

Das grobe Grundkonglomerat enthält zahlreiche große wohlgerundete, größtenteils stark ausgewalzte Quarzgerölle (bis zu 10 Zentimeter Länge und mehreren Zentimetern Dicke) in einer grobkörnigen Bindemasse aus Quarz, in der meist auch zahlreiche kleine Feldspatkörner eingebettet liegen; die Schieferungsflächen sind mit serizitischem Glimmer bedeckt. Vacek fand im Rannachgraben auch Gerölle von Granit und Gneis, welche verschiedenen Gesteinsarten der Seckauer Granitmasse entsprechen. Im Gebiet des Hagenbachtals, des Feistererhorns und der Gräben bei Mautern gelang es mir nicht, Gneisgerölle zu finden; die herrschende Form der tieferen klastischen Lagen ist hier ein stark verschiefertes, dickbankiges Konglomerat welches in einem grobkörnigen weißen Quarzaggregat viele einzelstehende, flach linsenförmige Quarzgerölle (2 bis 3 Zentimeter lang) enthält, in ihrer Form den „Augen“ der Augengneise gleichend. Es finden sich aber auch Lagen mit Geröllen von einem Dezimeter Länge, zum Beispiel Gaisgraben; die Schieferungsflächen sind locker mit Muskovitschuppen überstreut. Damit wechseln Lagen, welche kleinere Quarzlinsen und zahlreiche kleine Feldspatkörner (von 2 bis 5 Millimeter Durchmesser) enthalten. Die Schieferungsflächen sind etwas stärker mit serizitischem Glimmer belegt. Durch stärkere Verschieferung gehen grünlichweiße Serzitquarzite daraus hervor, in denen nur vereinzelte flachgedrückte Quarzgerölle noch an das Ausgangsgestein erinnern.

Ohne scharfe Abgrenzung geht das Rannachkonglomerat im Hangenden über in eine obere Abteilung feinklastischer Gesteine.

Es sind Gesteine vom Aussehen eines schieferigen Glimmerquarzits von weißer bis hellgrauer, meist etwas ins Grünliche übergehender Farbe, im Querbruch meist feinkörnig, mit mehr oder weniger deutlicher Schieferung, auf den Schieferungsflächen von zarten, silberglänzenden Glimmerhäutchen oder einzelnen Glimmerschuppen überzogen. Auf angewitterten Querbruchflächen sieht man am deutlichsten weiße Feldspatkörner von 1 bis 2 Millimeter Größe und größere Quarzkörner (bis zu einem Zentimeter Größe) aus der Grundmasse hervortreten. Nicht selten ist das Gestein gefleckt durch kleine limonitische Nester. Als Übergang zum Konglomerat treten grobkörnige, weiße Flaserquarzite auf

¹⁾ Verhandl. der Geol. Reichsanstalt, 1890, S. 17 u. ff.

mit zahlreichen großen, ganz flach gedrückten Quarzen, die sich nur undeutlich vom übrigen Quarzgemenge abheben.

Im Dünnschliff erscheinen die feinklastischen Gesteine ausgeprägt faserig struiert, indem flache Linsen von körnigem Quarzaggregat umflossen werden von dünnen Glimmerlagen. Das Quarzaggregat besitzt oft eine stark wechselnde Korngröße, indem ein guter Teil davon durch (in allen Zwischenstadien zu beobachtende) Zertrümmerung großer Quarzeinschlüsse entstanden ist. Wo die Einstreuung von Geröllchen sehr gering wird, ergeben sich Gesteine von gleichmäßiger Korngröße des Quarzaggregates und auch gleichmäßigerer Verteilung des Glimmers, welche das Bild typischer Glimmerquarzite bieten. Feldspat ist im Grundgewebe in der Regel wenig enthalten, einzelne Körner von mittlerer Größe nehmen eine Mittelstellung zwischen Einschlüssen und Grundmasse ein. Es ist zum größten Teil fein zwillingslamellierter Plagioklas der Albit-Oligoklasreihe, nicht selten sind aber auch die schon von Foullon¹⁾ aus dem „Phyllitgneis“ beschriebenen Kalifeldspate mit einem durch feinste Poren getrübt erscheinenden Kern. Der Glimmer ist teils ein serizitischer farbloser Glimmer, zum Teil ein blaßgrüner Glimmer (lauchgrün || den Spaltrissen, blaßgelblich normal dazu, seine Lichtbrechung und Doppelbrechung sehr ähnlich dem Muskovit, nur sind die Interferenzfarben durch die Eigenfarbe manchmal verdunkelt). Nur ganz selten weisen Blättchen eines blaßbräunlichen Glimmers oder (Chloritschuppen auf eine frühere Anwesenheit einzelner Biotite (Feistererhorn, Ostseite). Übergengenteile; Erze, darunter Magnetit in kleinen Kriställchen am Steig Fölzeralm-Feistereralm, sonst Titaneisen oder nur sekundäre Umwandlungsprodukte; Titanit ziemlich häufig; Turmalin sehr spärlich; Chloritoid selten.

In diesem Grundgewebe sind große Quarze und Feldspate eingebettet, welche teils eckige durch Zertrümmerung entstandene oder stark gerundete Umrise haben; besonders die Feldspate zeigen oft ganz langgestreckte rundliche Körner mit schräg dazu verlaufenden Zwillingslamellen. Ganz ausnahmsweise beobachtete ich an Feldspaten Reste von Kristallflächen (Pischinggraben, unterster Teil und Feistereralm).

Es sind Plagioklase saurerer Art, darunter auch Schachbrettalbite, Orthoklas und Perthit; die Plagioklase sind beträchtlich zahlreicher. An den Quarzen habe ich nirgends Kristallformen oder die für Porphy Quarze charakteristische magmatische Korrosion angetroffen.

Die Struktur dieser Gesteine zeugt vielfach für eine starke Durchbewegung derselben, insbesondere in der Zermalmung der Quarzgerölle, seltener der Feldspate in Körnertlasern. Stark kataklastische Quarzaggregate (feinzackig ineinandergreifende Ränder, wellige Auslöschung) und verbogene Glimmerblätter sind in vielen Schliffen zu sehen. Andererseits trifft man auch Lager ohne Kataklastik, besonders geröllärmere der Hangendschichten. Manche derselben erscheinen als Rekristallisationen ehemals mylonitischer Strukturen.

Makro- und mikroskopisch erwecken die Gesteine der oberen klastischen Abteilung oft den Verdacht, daß es tektonisierte Porphy-

¹⁾ Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1883, S. 219.

ergüsse sein könnten, ähnlich den „Blasseneckgneisen“. Im Felde unterscheiden sie sich von letzteren durch ihre lichte Färbung gegenüber der dunklen der Blasseneckgneise, welche durch den reichlicheren Gehalt an Glimmer und Chlorit („Vergrünung“¹⁾ verursacht wird. Die Blasseneckporphyroide haben einen gneisigen, die hier behandelten Gesteine einen quarzitischen Habitus. Im Schlibbild fehlt den letzteren die äußerst feinkörnige Grundmasse, welche in den Blasseneckgesteinen wenigstens in Resten fast immer noch anzutreffen ist, das Quarzaggregat des klastischen Gesteins ist von größerem Korn. Quarz herrscht in ihnen als Bestandteil völlig vor. Gemeinsam ist beiden der grüne Glimmer. Das Fehlen der im Blasseneckgneis häufigen korrodierten Porphyrquarze ist bereits oben angeführt.

Durch den Wegfall der Geröllchen gehen die klastischen Gesteine nach oben in weißliche oder graue tafelige Quarzite über, welche mit glimmerreicheren Lagen und schließlich mit Phylliten wechsellagern. In dieser Zone stellt sich in manchen Lagen der oben erwähnte Gehalt an Karbonaten ein. Der feinkörnige graue Glimmerquarzit am Nordostkamme des Hörndl (westlich Kallwang) besitzt nach der mikroskopischen Untersuchung einen gleichmäßig verteilten Gehalt an primärem Karbonat (Bestandteile des Gesteins: Quarz, Muskovit, grüner Glimmer, Karbonat, Plagioklas, Orthoklas, Turmalin; keine Kataklaste). Auch am Ausgang des Hagenbachtals steht ein weißes, ziemlich grobkörniges quarzitisches Gestein an, welches noch einzelne Geröllchen von Feldspat, Quarz und Kalzit in großkristallinen Lagen parallel der Schieferung enthält.²⁾

Die feinerkörnigen Lagen im Grundkonglomerat selbst, im Rannachgraben und auf der Feistereralm stimmen in Struktur und Zusammensetzung völlig mit den Gesteinen der oberen Abteilung überein.

Diese Übereinstimmung sowie die Übergänge einerseits zum Grundkonglomerat, andererseits in die hangenden Phyllite, dann das Fehlen aller sicheren Spuren porphyrischer Herkunft sprechen dafür, daß es sich um eine klastische Gesteinsfolge handelt, welche im Ablauf des Sedimentationszyklus vom grobklastischen Grundkonglomerat zum Quarzsandstein und Tonsediment des Phyllites überleitet.

Die Gesteine der oberen Abteilung sind der Weißstein der älteren Autoren, später zum Teil auch Plattelquarz genannt. Foullon verwendet dafür den wenig glücklichen Namen Phyllitgneis. Weinschenk³⁾ hat den Weißstein von Leims, der dort nach Weinschenk und Miller unmittelbar auf dem Granitgneis liegt — Foullon gibt an, daß er das Hangende und Liegende der Graphitschiefer bilde — als aphtische Randfazies des Granites aufgefaßt. Nach meinen Beobachtungen in den westlich benachbarten Gräben liegt der Weißstein über dem Rannachkonglomerat und gehört hier zweifellos einer transgredierenden Ablagerung an, auch wo kein grobes Konglomerat in seinem

1) Siehe Angel, die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie. Jahrbuch der Geolog. Reichsanstalt, 1918, S. 43.

2) Adern von kristallinem Kalk beobachtete ich ausnahmsweise auch in tieferen konglomeratischen Lagen am Steig Stubalm-Roßschwanz.

3) Zeitschrift für praktische Geologie, 1900, S. 40.

Liegenden abgelagert ist. In Leimsergraben ist diese Zone schlecht aufgeschlossen, doch kann man mit großer Wahrscheinlichkeit auf ein ähnliches Verhalten schließen.

Daß in der Zone der basalen klastischen Schichten vielleicht auch Porphyרבkömmlinge enthalten sind, darauf deuten die von Stiny¹⁾ aus der Gegend von Bruck a. d. Mur beschriebenen Gesteine. Wie ich mich bei einer unter freundlicher Führung von Professor Stiny unternommenen Begehung überzeugen konnte, entspricht die Schichtfolge, welcher diese Porphyרבkömmlinge entnommen sind ihrer stratigraphischen Stellung und Zusammensetzung nach durchaus jener im unteren Liesingtales. Die groben Konglomerate fehlen hier ganz; auf dem Gneis liegen hier gleich mittelkörnige Arkosen und jene als Porphyroide angesprochenen Gesteine, im Hangenden überwiegen die feinkörnigen weißen Quarzite (Plattelquarze, gleich jenem im Rannachgraben). Die Durchsicht einiger Schiffe der Porphyroide ergab eine große Ähnlichkeit mit den oben beschriebenen Gesteinen des Liesingtales, doch sind die oben aufgeführten Unterschiede der Geröllquarzite gegenüber den verschieferten Blasseneckporphyroiden auch den Brucker Porphyroiden gegenüber noch bemerkbar, in manchen Proben allerdings auch völlig verschwindend, weil eben Porphyre und Granitarkosen bei starker Verschieferung und Metamorphose gleiche Endprodukte liefern können. Auch die chemische Analyse vermag da keine sichere Entscheidung zu bieten, wie auch aus der von Stiny gegebenen Analysenzusammenstellung ersichtlich ist.

So grobe Konglomerate wie im Rannachgraben scheinen nur in sehr beschränkter Verbreitung zum Absatz gekommen zu sein, wohl als vereinzelte Wildbachschuttkegel; die feineren Arkosen und Sandsteine überwiegen bei weitem, vielleicht als Abschwemmungen einer ariden Verwitterungsdecke, wie Schmidt²⁾ vermutet hat.

Die Mächtigkeit der ganzen klastischen Ablagerung beträgt am Feistererhorn—Hagenbachtal und im Raben- und Gaisgraben bei Mautern mindestens 300—400 Meter, im Rannachgraben, wenn die dort zwischen Konglomerat im Weißstein liegenden stark verfalteten Phyllite normal zur Schichtfolge gehören 700—800 Meter, doch ist hier wahrscheinlich die Folge schon tektonisch gestört; auch am Feistererhorn—Hörndlkamm ist, wie unten zu erörtern sein wird, der Zusammenhang der unteren und oberen Gruppe nicht ungestört. Jedenfalls ist die Mächtigkeit so groß, daß infolge der flachen Lagerung der Konglomerate und des Schichtenfallen gegen das Liesingtal gleichsinnig mit dem Gehänge von dem breiten Phyllitstreifen der geologischen Karten nur eine geringe Mächtigkeit für den Phyllit selbst erübrigt. (Siehe Profil 7.) Auf der linken Seite des Liesingtales, südlich der Baierhubermauer, erreicht der Phyllit aber noch mehrere hundert Meter Mächtigkeit.

Die Grenze des Konglomerats gegen den Seckauer Granitgneis ist, soweit ich sie gesehen habe, durchwegs deutlich erkennbar, besonders dort, wo, wie im Gaisgraben, die dunklen Augengneise angrenzen. Aber

¹⁾ Zentralblatt für Mineralogie etc. Stuttgart 1917, S. 407.

²⁾ Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt, 1921, S. 108.

auch zwischen Klein- und Großreichart, wo der randliche Gneis nicht so biotitreich ist, ist der Gneis sofort an dem hohen Feldspatgehalt, der Größe der Feldspatkörner und dem Mangel der linsenförmigen Quarzgerölle des Konglomerats erkennbar, im Gegensatz zu den klastischen Schichten, die gerade hier sehr quarzreich sind, viele große Quarzgeschiebe und nur wenig kleine locker verstreute Feldspatkörner enthalten. Die Gneisgrenze liegt hier am Beginn des vom Sattel hinter dem Kleinreichart gegen den Großreichart ansteigenden Kammes und senkt sich sehr flach gegen NO, so daß die Felsabstürze ober Schöneben und die untersten Felsen am Hang des Feistererhorns gegen die Stuhalm aus Gneis bestehen. An der Südkante des Feistererhorns liegt die Grenze scharf ausgeprägt in nahe benachbarten Aufschlüssen gerade an der Baumgrenze.

Die starke Verschieferung des Konglomerates, die Linsenform der Gerölle und Serizitbildung lassen aber schließen, daß die ursprüngliche Auflagerung nicht mehr unversehrt erhalten ist, sondern gleitende Bewegungen beide Teile relativ gegeneinander verschoben haben. Auch der Rand des Granitgneises selbst zeigt Anzeichen von Tektonisierung, sowohl an der oben erwähnten Südkante des Feistererhorns als südlich des Kleinreichart.

Schliffe vom Granitrand ober dem Kleinreichartsattel und im Gaisgraben zeigen heftige Kataklyse. Ober Kleinreichartsattel ist es ein glimmerarmer, aplittischer Granit mit Muskovit beziehungsweise Serizit als Glimmer; der Augengneis, welcher das Granitmassiv im Gaisgraben begrenzt, enthält mehr dunkle Glimmer, Biotit und einen kräftig grün bis bräunlichgrün gefärbten Glimmer. Der Quarz bildet dicke Fasern aus stark kataklastischen Körneraggregaten, der Alkalifeldspat große flachgedrückte und strauchartig von Quarz durchwachsene Körner. Am stärksten mylonitisiert erscheint eine Probe von der Südkante des Feistererhorns: Der Feldspat (Plagioklas und Orthoklas) ist zu ganz rundlichen geröllartigen Körnern verwalzt, der Quarz zu Körneraggregaten von wechselnder Korngröße umgestaltet; kataklastische Erscheinungen sind hier aber nur am Quarz und in geringem Grade sichtbar, es hat eine posttektonische Kristallisation, besonders den Glimmer in dicken Lagen und Nestern mit teils parallel geordneten großen, teils regellos gestellten kleineren Täfelchen auskristallisiert (Biotit und Muskovit), oder er ist in gleichmäßiger Verteilung mit Quarz gemengt. In einer der Glimmerlagen steckt auch ein größeres Säulchen von Turmalin. Man trifft also auch im Granitmassiv ebenso wie in den aufliegenden klastischen Schichten Anzeichen einer teilweisen posttektonischen Kristallisation.

Zeichen jüngerer Durchbewegung innerhalb der Granitmasse beobachtete ich in Verschieferungszonen im Granit am Kamm ober Maier im Widerjoch und werden auch von Heritsch und Schwinner angegeben.

Daß aber das Rannachkonglomerat und seine Begleitgesteine primär klastische Gesteine sind und nicht nur phyllonitisierter Grobgnais wie Schmidt¹⁾ anzunehmen geneigt ist erscheint mir keineswegs zweifel-

1) Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt 1921. S. 108.

haft. Die Vacekschen Aufsammlungen in der geologischen Bundesanstalt in Wien enthalten eine Anzahl schöner Probestücke des Rannachkonglomerates mit zweifellosen Gneis- und Granitgeröllen, deren Gesteinsart ich auch nach den davon angefertigten Schliffen bestätigen kann. Die Granitgerölle sind gut abgerollt und meistens länglich walzenförmig, doch befinden sich darunter ganz ungeschieferte grobkörnige Granite, welche im Schliff nur geringe Spuren von Kataklyse zeigen¹⁾. Daß Gneisgerölle selten sind an dem ganzen Transgressionsrand, hängt damit zusammen, daß die groben Konglomerate nur in sehr beschränkter Ausdehnung auftreten, sonst aber überall das transgredierte granitischgneisige Gestein in seine Bestandteile aufgelöst und diese in feinklastischer Form sedimentiert wurden.

Der Phyllit ist in dem hier behandelten Gebiete in zwei Zügen vorhanden; einerseits zwischen dem Seckauer Granitmassiv und dem Graphitkarbon, vom Rannachgraben an nordwestwärts bis ins oberste Liesingtal, anderseits über dem Graphitkarbon bei Mautern im unteren Magdwiestal. Letzterer Zug setzt sich einerseits in einem schmalen Streifen über den trennenden Bergkamm unterhalb P. 1745 bis in die Teichentäler fort, wo er bei dem Kiesbergbau über dem hangenden Kalklager noch zu sehen ist, anderseits steht er sehr wahrscheinlich unter den Alluvien des Liesingtales durch in Verbindung mit dem Phyllit, welcher am Ausgang des Rannach- und Leimsergraben ansteht. Hier traf ich am Eingang des Farlgrabens, an der rechten Talseite, nahe südlich von der Talkmühle konglomeratische Lagen im Phyllit mit Quarzgeröllchen von 1 bis 5 mm Durchmesser.

Der Phyllit des Liesingtales stimmt lithologisch gut überein mit dem Quarzphyllit des Ennstales, mit dem er auch von Vacek und Schwinner²⁾ gleichgestellt wird. Heritsch trennt ihn auf seiner Übersichtskarte der Steiermark vom graphitführenden Karbon ab als Phyllit unbekanntes, paläozoischen Alters. Auch Schmidt betont die Selbständigkeit dieses „Liegendquarzphyllites“ gegenüber dem Graphitkarbon. Den Unterschied im Deformationsbild, den Schmidt anführt, kann ich allerdings nicht ganz bestätigen.

Kober³⁾ rechnet die Quarzite (Plattelquarz) zum Karbon und muß infolge der untrennbaren Verbindung daher auch den Phyllit für karbonisch halten, wie dies Heritsch früher getan hat.

2. Graphitführendes Karbon.

Nordwestlich Kallwang liegen am Hügel P. 1256 ober Prefaller auf den Phylliten, welche jenen des Pischinggrabens entsprechen, zunächst rostige phyllitische Tonschiefer und dann der unterste Zug kristalliner Kalke, mit dem die Serie des graphitführenden Karbons einsetzt. Als zweiter Kalkzug folgt darüber jener, welcher am Eingang in die Höllschlucht bei Kallwang steinbruchmäßig abgebaut wird und über ihm

¹⁾ Bemerkenswert ist, daß in diesen Geröllen sich der oben erwähnte grüne Glimmer findet, auch in scharf getrennten Blättchen parallel verwachsen mit Muskovit.

²⁾ Geol. Rundschau, 1923, S. 33.

³⁾ Denkschriften d. Ak. d. Wiss., Wien. Math.-nat. Kl., 88. Bd., S. 350.

die abwechslungsreiche Schichtfolge des Höllprofils mit seinen Graphit-schiefern, Kalken, Grünschiefern und Quarzkonglomeraten und Sandsteinschiefern. Da diese Gesteinsfolge bereits von Heritsch und den älteren Autoren eingehend beschrieben wurde, kann hier auf diese und das hier beigegebene Profil (Fig. 2) verwiesen werden und eine nochmalige Beschreibung unterbleiben.

Im Profil Kallwang—Teichen werden drei Zonen mit kristallinen Kalken angetroffen, deren jede teils mächtige und mehrere Kilometer weit zusammenhängend zu verfolgende Kalklager, teils kleinere Begleitlager von geringer streichender Länge enthält. In dem unteren Kalkzug beim Kiesbergbau Kallwang sind Spuren von Crinoidenstilgliedern zu erkennen.

Die Grünschiefer treten fast durchwegs nur in engster Vergesellschaftung mit den Kalken auf. Bei dem mittleren Kalkzug in der Hölle und am Gemeindegogl sind die Grünschiefer zum Teil zwischen die Kalkbänke eingeschaltet. Au dem Kalkzug zwischen der dritten und vierten Straßenbrücke in der Hölle, dessen Gestein zum Teil ein licht rötlicher, feinkörniger Marmor ist, sieht man beim Mundloch des Wasserstollens für das Elektrizitätswerk kleine Kalklinsen im Grünschiefer schwimmen, der selbst von dickeren Marmorbänken unter- und überlagert wird. Weiter aufwärts am rechtsseitigen Gehänge wechsellagert der Kalk im Hangenden des Grünschiefers mehrfach mit den zentimeterdicken Zwischenlagen von Muskovitschiefer. Der Grünschiefer ist ein Chloritschiefer, der außer dem Pennin, Quarz, Kalzit, Epidot und wenig Plagioklas führt. Die Kristallisation des Pennin ist para- bis post-tektonisch. Ein zweiter Chloritschieferzug liegt wenig tiefer unterhalb des Kalkes, in engem Verband mit graphitischen Schieferen.

Am Gemeindegogl greifen die Chloritschiefer spitz auskeilend in den weißen kristallinen Kalk ein, zum Teil überlagern sie ihn.

In der Langen Teichen wird das oberste Kalklager, über dem Gott-hardstollen, von einem breiten Zug von Grünschiefern unterlagert. Der Kalk ist weiß und zuckerkörnig und keilt gegen die Talsohle hin aus; an seinem unteren Ende liegen im Kalk ganz schmale Lagen eines sehr blaßgrünen, fast ungeschieferten „Grünschiefers“. Im Dünnschliff erscheint er als ungeschiefertes, teilweise radialstrahliges Aggregat von sehr blaß gefärbtem Chlorit ohne sonstige Beimengungen. Die Grünschiefer im Liegenden des Kalkes gehören der sonst herrschenden dunkelgrünen, gut geschieferten Art an und gehen nach unten durch stärkeren Feldspatgehalt in gneisähnliche Formen über: der Feldspat, Albit, bildet rundliche einschlußfreie Körner bis zu 0.5 cm Größe, die eingebettet sind in Fasern von Quarz, Biotit und Chlorit oder, in Proben am Pfannberg, von Quarz, reichlich grüner Hornblende und Epidot. In beiden hat die Kristallisation die Durchbewegung überdauert und ist nur durch schwache Spuren von Kataklyse am Quarz gestört. Nur untergeordnet, wohl an örtlich begrenzten jüngeren Störungslächen gebunden, tritt auch starke rapturelle Deformation in Erscheinung.

Die Grünschiefer folgen dem Kalkzug in seiner ganzen Erstreckung und reichen beiderseits noch beträchtlich über ihn hinaus (Kurze Teichen. Kamm östlich Gemeindegogl).

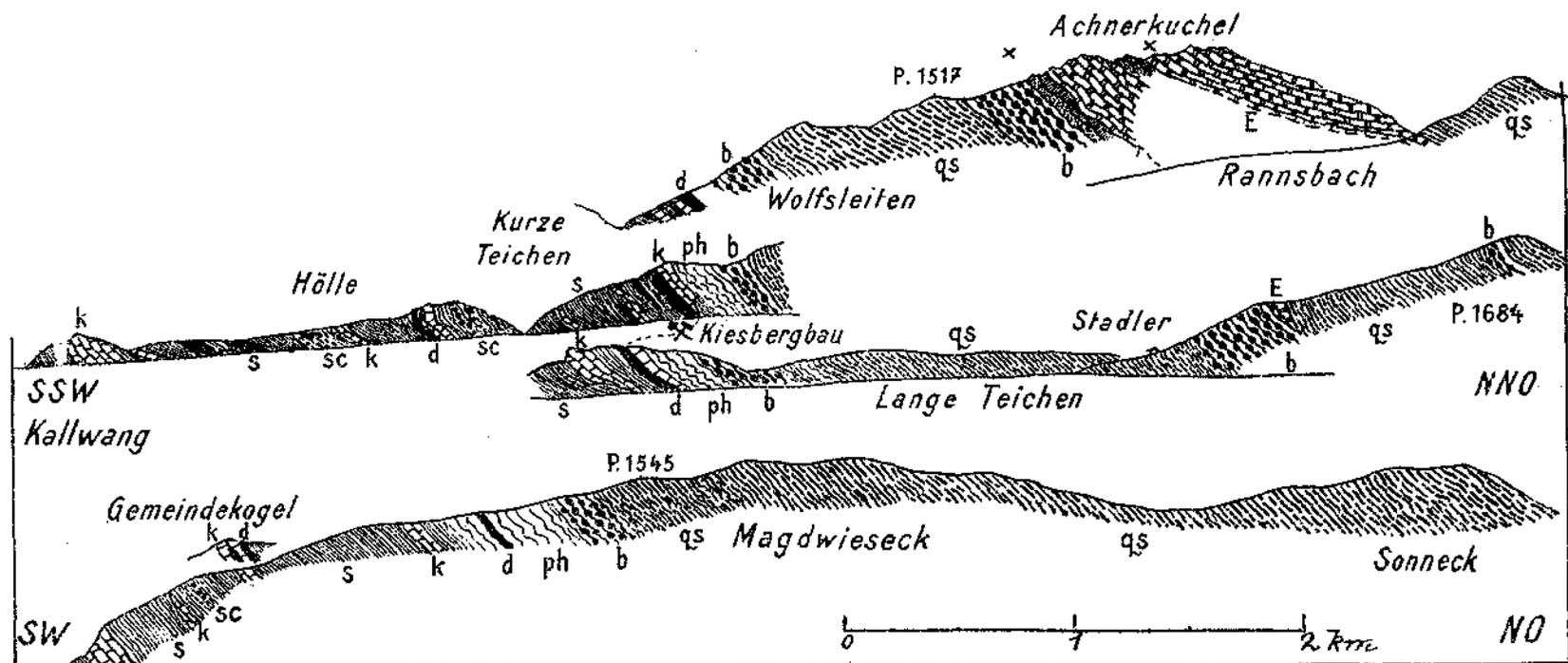


Fig. 2.

s graphitführende Karbonschiefer, *sc* konglomeratische Schichten in denselben, *k* Kalke des Graphitkarbons, *d* Grünschiefer, *ph* Phyllit, *b* Blasenackserie, *qs* feinschichtige Grauwackenschiefer, *E* erzführender Silur-Devonkalk. X — X Einzelheiten dieses Profiltails siehe Fig. 3.

Die Grünschiefer, welche im Bergbau erschlossen sind, zeigen ebenfalls ein Überdauern der Kristallisation über die tektonische Durchbewegung hinaus an. Die Kristallisation erscheint gleichzeitig mit der Bildung der Erzadern.

Im Dünnschliff sieht man den idiomorphen Pyrit parallel der Lagenstruktur des Chloritschiefers sich ausbreiten mit grobkörnigem Kalkspat als Zwischenklemmungsmasse und Chlorit und Biotit, seltener tritt das Erz in unregelmäßigen Haufen auf. Die Quarzlagen in Erzdünnschliffen zeigen eine isometrische Körnung nach Art der Pflasterstruktur, groß- und kleingekörnte Fasern des Quarzes wechseln und zeigen die vorkristalline Durchbewegung des Gesteins an.

Im Handstück sieht man das Erz den Grünschiefer ganz in der Form einer vorwiegend der Schieferung folgenden pneumatolytischen Injektion durchdringen; die großen, bis zu 80 cm mächtigen derben Erzadern im Kiesgesenke folgen der Schieferung des Grünschiefers und wechseln rasch in der Mächtigkeit; sie spalten sich auch, quer die Schieferlagen durchgreifend, die dünneren Adern und auskeilenden Enden zerfasern sich in feinste Äderchen und gehen auch in Imprägnationen über.

Die Grünschiefer im Bergbau (Gotthardstollen) sind größtenteils Chloritschiefer, seltener Biotitchloritoidschiefer. Canaval¹⁾ hat eine eingehende Beschreibung der mannigfaltigen Abarten gegeben. Der weitaus größte Teil der Erzführung geht im Grünschiefer um, besonders alle bauwürdigen „Erzfälle“. Die Erze greifen aber auch auf die begleitenden Schiefer über. Diese sind im Gotthard-, Josefi- und Benediktstollen vor allem helle, grüngraue, phyllitische Glimmerschiefer (farbloser Muskovit und ein grüner Glimmer), im Handstück ganz den Phylliten südlich der Liesing gleichend. Sie sind durch Auftreten von Chlorit mit den Grünschiefern verbunden, anderseits gehen sie in die graphitischen Schiefer über, welche in den genannten Stollen durchfahren werden und lagenweise in den Phylliten eingeschaltet sind. Erze sind im Graphitschiefer (Haus Reissingstollen und kleiner Puchgraben nach Canaval) und im Phyllit angetroffen worden.

Während nach den früheren Erfahrungen (Canaval) in den oberen Teilen der Lagerstätte der Kupfergehalt stärker ist und gegen die Teufe hin stark nachließ, wurde in neuerer Zeit nach mündlicher Mitteilung von Herrn Ing. Hainisch in der Tiefe neuerlich wieder eine allgemeine Zunahme des Kupfergehalts beobachtet.

Näher soll hier noch nicht auf die bergbaulichen Verhältnisse und die Lagerstätte selbst eingegangen werden.

In dem Kallwangergebiet habe ich keine Anzeichen getroffen, welche die Kalke als Einfaltungen in die Karbonserie zu deuten Veranlassung gäben. Die Grünschiefer sind im engsten sedimentären Verband mit den verschiedenen graphitischen und phyllitischen Schiefen der Karbonserie — nach Canaval besitzen die erzführenden Grünschiefer auch selbst stellenweise beträchtlichen Graphitgehalt — und anderseits sind

¹⁾ Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1894, Seite 34 u. f.

auch die Grünschiefer und Marmore durch konkordante Wechsellagerung verknüpft und bilden zusammen ein beständiges Schichtenpaar.

Bemerkenswert ist, daß die mit Grünschiefer verbundenen Kalkzüge (Hölle zwischen 3. und 4. Brücke, Gemeindegogl, hangendes Kalklager beim Bergbau) weiße, selten rötliche, zuckerkörnige Marmore sind, während die anderen Kalkzüge dieses Profils (Hölle Eingang, Liegendkalkzug beim Bergbau) graue, dichte bis feinkristalline Kalke sind. Auch am Gratzberg ist der Kalk in Nachbarschaft der Grünschiefer weiß, sonst hellgrau.

Nach obigem muß auch die Kieslagerstätte als im Karbon liegend bezeichnet werden. Sie verbreitet sich zwischen den beiden großen Kalklagern; Josefi- und Benediktstollen durchörtern das zweiteilige, liegende Lager grauer Kalke und erreichen dann die Grünschieferzone, in der sie in Streichen den Erzadern nachgehen. Der Gotthardstollen ist im Liegenden der Grünschiefer zwischen den beiden Hauptkalkzügen angesetzt, folgt dann ebenfalls der Grünschieferzone; ein durch Verwerfung in den Stollenhorizont gerücktes Stück des oberen aus weißem Marmor bestehenden Kalkzuges wird vom Hangenden ins Liegende durchstoßen und damit wieder die im Liegenden befindlichen Grünschiefer, Graphitschiefer und Phyllite erreicht und weiterhin beibehalten. Diese Phyllite können keinesfalls etwa als Quarzphyllit aus dem Verband herausgenommen werden. Über die Zuordnung der über dem hangenden Kalkzug lagernden Phyllite siehe weiter unten.

3. Blasseneckserie.

Heritsch hat in den Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1911 bereits eine eingehende Beschreibung der Gesteine dieser Gruppe aus dem Palten- und Liesingtal und Angel (i. c.) eine genaue petrographische Bearbeitung der Eruptivgesteine dieser Serie gegeben, so daß es sich erübrigt, hier nochmals näher darauf einzugehen.¹⁾

Übereinstimmend mit Heritsch fand auch ich porphyrische Gesteine (Keratophyre) und deren metamorphe Abkömmlinge als Hauptbestandteil der Serie. Von den sedimentogenen Gesteinen der Serie, welche Heritsch aufführt, habe ich die hier unter 4. aufgezählten quarzitären Schiefer als eigene Gruppe abgetrennt; zu ihr gehören z. B. die Serizitquarzite am Kamm Brunneben-Hinkareck. Ich habe aber auch in meinem Gebiete konglomeratische Gesteine getroffen, welche ich der Blasseneckserie zuordnen muß, so am Kamm ober Wolfsleitn (Teichen) einen flaserigen Serizitquarzit mit Quarzgeröllen bis zu 1 cm Größe. Bei den stark verschieferten Formen ist auch im Schliiff mitunter eine Entscheidung unmöglich, ob es sich um porphyroide oder sedimentäre Bildungen handelt.

Erwähnen möchte ich Schiefereinschlüsse, welche ich im deutlichen Porphyroid am Südabhang des Zeyritzkampl fand. Es sind zwei je ungefähr 1 m lange und 2 bis 3 dm dicke eckige Schollen eines feinkörnigen,

¹⁾ Siehe auch Redlich, Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1922.

braunen Schiefers, der im Dünnschliff sich als ein parallel texturierter Andalusitbiotithornfels erweist. Die Schieferung zieht gleichgerichtet durch Einschluß und Muttergestein durch, im Schiefer schräg zu seiner Längserstreckung; das Magma greift in der einen Scholle zungenartig tief in den Schiefer ein.

4. Gruppe der feinschichtigen quarzitischen Grauwackenschiefer.

Licht bis dunkel grünlichgraue Gesteine, dicht bis äußerst feinkörnig, welche durch eine deutliche Feinschichtung des Materials ausgezeichnet sind. Sie wird oft dadurch hervorgehoben, daß lichte dichte Lagen wechseln mit papierdünnen dunkelgrauen, tonigen oder feinstschuppig-glimmerigen; durch sie wird auch die vielverbreitete Kleinfältelung gut ersichtlich. Seltener sind gleichmäßig dichte quarzitähnliche Lagen, welche dann in dickeren Bänken mit weichen grauen Tonschiefern oder halb-phyllitischen Schiefern wechseln.

Im Dünnschliff erweisen sich diese Gesteine als sehr feinkörnige metamorphe glimmerhaltige Sandsteine; ein Gemenge von Quarz und einem farblosen oder blaßgrünlichen Glimmer, dessen winzige Schüppchen parallel geordnet sind, teils in gleichmäßiger Verteilung, teils in Fasern gesammelt. In einem Schliffe wurden zahlreiche kleine runde Geröllchen von Quarz und selten auch von Feldspat (Plagioklas) im Quarzglimmergemenge eingebettet gefunden. Postkristalline Deformation ist mehrfach zu sehen; wellige oder flexurartige Biegungen der Glimmerfasern, staffelförmige Vorwürfe, Stauchfältchen; auch Lagen mit quergesträubten Glimmern zwischen welligen Gleitflächen. Auch makroskopisch ist oft eine gesonderte Stauchung oder Querfältelung einzelner dünner Lagen zu sehen. In einzelnen Schliffen geringe Mengen schwarzer, opaker Erzkörnchen, die in rostfarbenes Eisenhydroxyd übergehen. Auch im großen sind rostige Überzüge auf den Schichtflächen nicht selten.

Diese Gesteine heben sich durch ihre auf große Erstreckung und durch große Mächtigkeiten gleichförmige Beschaffenheit als eigene Gruppe heraus.

Von der wechselreicheren Schichtfolge des Graphitkarbons, in welchem ähnliche Gesteinslagen auch vorkommen, unterscheidet sie sich durch das Fehlen der Kalke, der Grünschiefer und der Konglomerate. Als grobklastische Bildung könnte höchstens eine Lage an der Wolfsleiten (P. 1517) bezeichnet werden, wo Fetzen schwärzlicher Tonschiefer parallel mit der Schichtung in dem lichtgrauen Quarzitschiefer eingeschlossen sind. Redlich¹⁾ erwähnt vereinzelte geröllhaltige Lagen aus den entsprechenden Schiefen in der Radmer.

Ferner fehlen dieser Gruppe die Graphitschiefer. Ich habe nur am Kamm Magdwieseck-Sonneck, nahe letzterem, einzelne graphithaltige Lagen angetroffen. Bei dem graphithaltigen, weißadrigem Quarzit, der am Weg durch die Lange Teichen, zirka 1 km innerhalb P. 1017

¹⁾ Mitt. d. Geol. Ges. Wien, XV. Band, 1922, Seite 284.

ansteht, ist es nicht sicher, ob er nicht nur tektonisch in die Serie eingefügt ist.

Vom Quarzphyllit, zu dem Vacek¹⁾ diese Gesteinsgruppe gestellt hat, unterscheidet sie sich durch den geringeren Grad der Umkristallisierung und durch das Vorherrschen des quarzitisches Charakters. Der Quarzphyllit enthält bedeutend mehr Glimmer und diesen in vollkommenerer Ausbildung. Das tonige Sediment ist hier zumeist nur als Tonschiefer oder halbkristalliner Schiefer in dünnen Lagen zwischen den vorherrschenden Quarzsandsteinbänken enthalten, während der typische Quarzphyllit im Verhältnis dazu voll kristallin erscheint mit viel Glimmer und weniger Quarz. Gesteine wie das Rannachkonglomerat und die Weißsteine fehlen obiger Gruppe.

Eine Trennung der Quarzite (Quarzsandsteine) und der Tonschiefer und gesonderte Ausscheidung auf der Karte als getrennte Schichtzüge ist nicht durchführbar; die ersteren überwiegen bedeutend.

Am Kamm Paarenkogel—Kragelschinken überwiegen grüngraue dichte Tonschiefer gegenüber den lichtgrauen feinkörnigen quarzitisches Sandsteinen, wobei die Feinschichtung sehr zurücktritt. Am Kragelschinken sind grüne Schiefer und (bei P. 1843) ein amphibolitähnliches Gestein eingelagert. Im Dünnschliff erscheint es als feinkörniges, parallel geschichtetes Aggregat von blaßgrünen Hornblendenadeln und ganz wenig Feldspat (serizitisiert). Auf der gegenüberliegenden Seite des Teichentals, am obersten Osthang des Sonneck tritt in den Grauwackenschiefern ein ähnliches Hornblendegestein auf, hier aber von gröberem Korn und richtungslos-körniger Struktur. Die Hornblende besteht (im Schliff) aus großen blaßgrünen Körnern, welche sich in ein feinfilziges Hornblendegewebe umsetzen.

In den vom Teichenjoch gegen die Lange Teichen herabziehenden Bachrinnen steht in gleicher Einordnung, wie das Gestein am Kragelschinken, nämlich in den obersten Lagen der Grauwackenschiefer gegen den schmalen Zug von Silurkalk des Kragelschinken, ein massiges dunkelgrünes, schwarzgelecktes Gestein an, welches im Dünnschliff als Uralitdiabas bestimmt werden kann. Die Struktur ist grobkörnig-ophitisch, der gänzlich umgewandelte Feldspat überwiegt, der Pyroxen ist ersetzt durch blaßgrüne feinfaserige Hornblende. Dies läßt darauf schließen, daß auch die obigen Gesteine vom P. 1843 und vom Sonneck auf solche basische Eruptiva zurückzuführen sind.

Zur selben Gesteinsart dürfte wohl auch das von Redlich²⁾ auf seiner geologischen Karte der Radmertäler eingetragene „Hornblendegestein am Ochsenkogel“ gehören, das nahe nördlich vom Kragelschinken sich befindet und ebenfalls in die Grauwackenschiefern eingeschaltet ist, nahe den darüberliegenden Zügen von Silurkalk.

Redlich reiht die Schiefer am Kamm zwischen Radmer und Langer Teichen in seine Gruppe der paläozoischen „Tonschiefer- und Kieselschiefer-Quarzite“ ein, welche über den Porphyroiden und unter dem devonischen Sauberge Kalk eingeordnet sind (l. c. Seite 235 und 284).

1) Verhandlungen der geol. R. A., 1884, Seite 391.

2) Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1922.

In Redlichs Profil Reichenstein—Eisenerz (Seite 246) liegen aber zwischen dem erzführenden Kalk und der Tonschiefergruppe sowohl am Reichenstein als am Erzberg Porphyroide ganz ähnlich wie an den Südhängen des Zeyritzkampl (siehe Figur 8). In beiden Fällen ist die Auflagerungsfläche des Kalks auf dem Porphyroid eine Gleitfläche und das Profil daher für die stratigraphische Reihung nicht unmittelbar verwertbar.

Lithologisch ist die Ausbildung der Grauwackenschiefer im Eisenerz Gebiet etwas abweichend von jener in den Teichentälern; die Feinschichtung ist nicht ausgeprägt, Tonschiefer überwiegen, darunter besonders dunkle, oft graphitische Schiefer; doch sind auch ausgedehnte Quarzite vorhanden. Im Teichengebiet entsprechen ihnen am besten die Schiefer, welche zwischen Wildfeld und Teicheneck die Unterlage der Kalke bilden und von Vacek als silurische Schiefer auf seiner Karte eingetragen wurden. Diese heben sich von den tieferen Grauwackenschiefern durch ihre schwärzliche Färbung deutlich ab, sind aber doch durch manche gemeinsame Gesteinsarten und Übergangsformen nahe verbunden (siehe Abschnitt 5).

Heritsch vereinigt die feinschichtigen Grauwackenschiefer auf seiner Karte von 1911 mit den hier als Quarzphyllit bezeichneten Schiefen zur Gruppe der „Serizitschiefer, Quarzite und Serizitquarzite“, gesondert von den graphitführenden Schiefen und Kalken, doch betrachtet er alle zusammen als zum Karbon gehörig wegen der Vermengung und Übergänge der Gesteinsarten.

Zur Blasseneckserie rechnet er die Serizitquarzite, welche am Hinkareck die porphyrischen Gesteine unterlagern. Diese Quarzite stimmen lithologisch überein mit denen der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ und bilden die streichende Fortsetzung derselben am Südabhang des Zeyritzkampl. Parallel mit ihnen verlaufen in Hangenden die Blasseneckporphyroide vom Hinkareck zur Achneralm.

Eine Zuordnung zur Blasseneckserie wäre naheliegender als zu den anderen Gruppen, insofern sie im Hangenden und Liegenden von den Porphyroiden umschlossen und durch sie auch von dem graphitführenden Karbon vollständig abgetrennt werden.

5. Erzführender Kalk (Silur-Devon).

Am Kamm ober der Wolfsleiten (P. 1517—P. 1700) wird die den Bergrücken der Achnerkuchel bildende Kalkserie im Liegenden eingeleitet durch einem weißen zuckerkörnigen Quarzit von geringer Mächtigkeit, über welchem ein lichtgelblicher, quarzreicher Marmor folgt (ebenfalls geringmächtig) und dann in größerer Mächtigkeit dunkelgraue dünntafelige, dichte Kalkschiefer (P. 1700). Weiterhin am Kamm wiederholt sich, wohl durch Schuppenbildung, die gleiche Folge: weißer Quarzit und Gangquarz (blaugraue Schiefer), weißer feinkristalliner Kalk, dunkelgrauer dünnbankiger Kalk. (Fig. 3.)

Am Südabfall des Zeyritzkampl begegnen wir als unterstes über der Blasseneckserie derselben Folge mit kleinen Abweichungen: weißer Quarzit, dunkelgrauer Kalk, weißer und gelblicher feinkörniger Kalk — darüber schaltet sich hier eine Schuppe von Gesteinen der Gruppe 4 (fein-

schichtige Quarzite und Tonschiefer) ein — und dann folgt erst die Hauptmasse des Zeyritzkampfkalks. (Fig. 4.)

Ähnliche basale Schichten, aber in anderer Anordnung bilden die Unterlage der Kalkplatte des Wildfeldes. Hier sind schwarze, tonige und sandige Schiefer stark entwickelt, die gegen unten durch gemeinsame Schieferarten von den darunter folgenden Grauwackenschiefern nicht

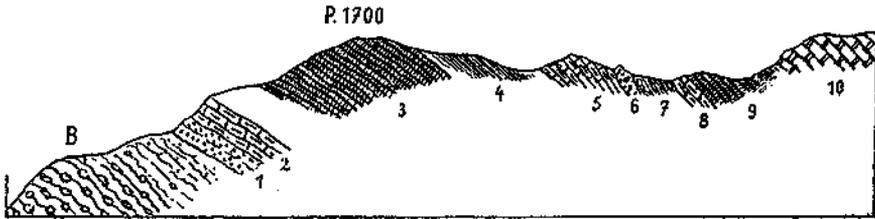


Fig. 3. Profil am Kamm Wolfsleiten-Achnerkuchel.

B Blasseneckgesteine; 1 weißer, zuckerkörniger Quarzit, 2 lichtgelblicher, quarzhaltiger Marmor, 3 dunkelgraue bis schwarze, dichte, dünntafelige Kalkschiefer, 4 schwärzliche, halbphyllitische Tonschiefer; 5 weißer, zuckerkörniger Kalk, dünnbankig, braunfleckig, 6 weißer Quarzit, z. T. derber Gangquarz, 7 blaugraue, rostige halbphyllitische Tonschiefer, 8 weißer, zuckerkörniger Kalk, 9 dunkelgrauer, dünnbankiger Kalk, 10 helle Kalke und Rohwand.

scharf abgegrenzt sind. In der Grenzregion beider ist ein dünnes Blatt von lichthem, flaserigem, teilweise kristallinem Kalk eingeschaltet, das am Südhang des Kragelschinken als Felsmauer sichtbar wird. Unmittelbar darüber liegen schwarze feinschichtige Kieselschiefer, die stark gepreßt

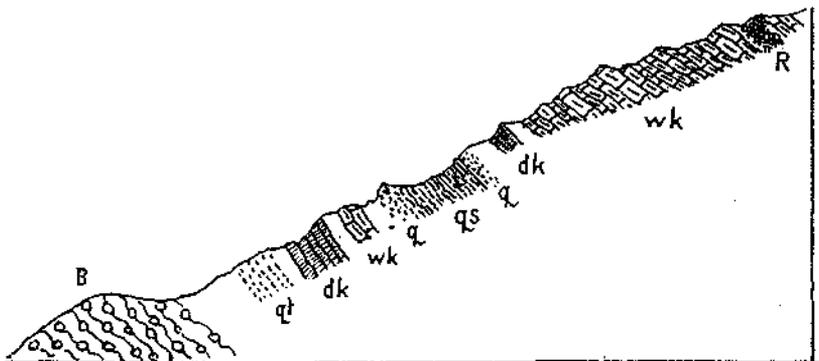


Fig. 4. Profil am Südhang des Zeyritzkamp am unteren Kalkrand.

B Blasseneckporphyroide, *qt* weißer, zuckerkörniger Quarzit, *dk* dunkelgrauer Kalk, *wk* weiße oder gelbliche, glimmerhaltige, feinkörnige bis dichte Kalke, *q* derbe Gangquarzmasse, bei dem unteren *q* nach oben in Quarzit übergehend, *qs* graue Quarzite und feinschichtige Quarzite und Tonschiefer, *R* Rohwand.

und zerdrückt sind, und über ihnen folgen dann gleich die schwarzen Tonschiefer oder zuerst noch feinschichtige quarzitisches Grauwackenschiefer gleich denen im Liegenden. Wo der Kalk am Osthang des Kragelschinken aussetzt, treten an seiner Stelle Grünschiefer auf.

In die mächtige Folge der schwarzen Schiefer sind noch zwei Blattschollen von dunklen Kalken eingeschaltet (beim östlichen und nahe dem westlichen Jochübergang), ähnlich den Schuppenbildungen an der Achnerkuchel.

In der Kalkmasse Zeyritzkampl—Achnerkuchel wechseln mehrmals weiße zuckerkörnige Kalke, deren in den tieferen Lagen vorkommende schieferige Lagen mit feinen Glimmerschüppchen oder Serizit belegt sind, und hellgraue, meist dichte Kalke. Die dunkelgrauen Kalke im Kalkschiefer und die sie begleitenden schwarzen Tonschiefer sind auf die unteren Teile der Kalkmasse beschränkt.

Am Wildfeld begegnet man auch in den tieferen Teilen der Kalkauflagerung den weißen serizitischen Kalkschiefern, weiter hinauf herrschen lichte, dichte, manchmal auch feinkristalline Kalke. Kleine Einlagerungen schwarzer Tonschiefer finden sich hier auch noch am oberen Rand der Kalkwände.

An vielen Stellen hat eine Umwandlung des Kalkes in Rohwand (Ankerit) stattgefunden. Große solche Vererzungen sind am Ostgrat des Zeyritzkampl. Besonders an den Wandabbrüchen südlich P. 2061 gegen die Achneralm sieht man sehr schön die Vererzung in unregelmäßigen stock- und aderförmigen Gestaltungen den Kalk durchdringen. Am Kamm gegen das Zeyritztörl zu verbreitet sich die Vererzung mehr lagenartig gleichförmig mit der Schichtung des Kalkes, ähnlich auch am Ostrand der Achnerkuchelkalke. Am Südostende des Kammes der Achnerkuchel bestand ein kleiner Tagbau auf Eisenerze, welche hier außer der Rohwand auch ein kleines Lager von Spateisenstein (Limonit) bildet (2 bis 3 m mächtig und etwa 20 m streichende Länge, aber größtenteils schon abgebaut und verstürzt).

Für die Kalke des Wildfeld ist durch einen Fossilfund auf der Moosalm devonisches Alter wahrscheinlich gemacht worden.¹⁾ Für den Zeyritzkamplkalk fehlen einstweilen noch paläontologische Anhaltspunkte.

Die schwarzen Schiefer an der Basis werden von Vacek auf Grund ihrer Übereinstimmung mit fossilführenden Schiefen bei Eisenerz zum Silur gestellt.

Bei dem Zustand vielfacher tektonischer Verschiebungen und Wiederholungen und der größtenteils metamorphen Beschaffenheit der Schichten ist die Auswertbarkeit einzelner Fossilfunde leider eine beschränkte und sind noch weitere Fossilfunde zur Klarstellung des Alters der einzelnen Kalkmassen notwendig.

B. Lagerungsverhältnisse.

Die im vorgehenden beschriebenen Gesteinsgruppen sind zwischen Tauerngranit und Kalkalpenrand in mehrfacher Wiederholung übereinander zu einer gewaltigen isoklinalen, NW—SO streichenden und gegen NO abfallenden Schichtmasse aufgestapelt. Die Wiederholung altersbekannter Schichtglieder (Karbon, Silur-Devonkalk) und die Einschaltung von Gneiszügen im Phyllit in konkordanter Lage

¹⁾ Heritsch. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 1905. Bei dem von Stur (Geologie d. Steiermark) angeführten Fund von Kalk mit Orthocerendurchschnitten auf der Steinwenderalm im Magdwiestal scheint mir eine Fundortsverwechslung oder ein erratisches Geschiebe (?) vorzuliegen, da ich im Almbereich des Magdwiestals nirgends Kalke fand, sondern ausschließlich die Grauwackenschiefer und auch auf den Karten nirgends eine Alm dieses Namens in diesem Graben angegeben ist.

übereinander verwehren ebenso die Annahme einer normalen, inkonformen Überlagerung wie das Fehlen großer Sattel- oder Muldenumbiegungen und die Art der Reihenfolge eine Zurückführung auf einfache Faltenformen verhindert. Die Profile erschließen nur das Bild dachziegelartig übereinanderliegender Schichtplatten, die teils durch das ganze Gebiet sich erstrecken, teils nach kürzerem Verlauf auskeilen.

Auf dem Granit-, beziehungsweise Gneisrand der Seckauer Tauern liegt zunächst durchwegs das Grundkonglomerat, dessen relative Verschiebung gegen den Untergrund jedenfalls keine bedeutende ist. Unmittelbar darüber setzen aber schon stärkere Störungen ein. Vom obersten Liesingtal (Schönebenalm) bis Rannach liegt die Phyllitserie darauf, von Rannach südostwärts aber das Graphitkarbon von Leims. (Auch südlich von Bruck an der Mur liegt das Graphitkarbon unmittelbar auf dem „Weißstein“.)

Das Karbon greift hier nicht fjordartig den Gräben entlang über die vorlagernden Schichtzüge über, wie es auf der Vacekschen Karte dargestellt ist, denn der über der inneren Leimser Graphitschieferzone liegende Gneis läßt sich zusammenhängend quer über Berg und Tal weiter verfolgen und trennt die beiden Graphitschieferzüge voneinander.

Der innere Zug, in welchem der Bergbau umgeht, überschreitet den oberen Farlgraben bei „Kohlenbrenner“ der Spezialkarte, den Rannachgraben bei der zweiten Talteilung und zieht über den Sattel südlich P 1107 im Kamme zwischen Rannach und Edlinger bis zur Talteilung bei letzterem Gehöft. Gegen SO setzt er sich nach der Vacekschen Karte von Leims zur Wurmalm fort. Der äußere Zug in den Leimsergraben steht bei Modlhaus an und setzt sich gegen NW über die breiten tiefen Sättel der Seitenkämme, über Zwanz im Farlgraben und die äußerste Talmulde des Rannachgrabens fort bis zum Ausgang des Edlingergrabens bei Mautern. Dieser Zug ist durch die Kalklager gekennzeichnet und im Gelände weithin angezeigt, welche seinen Nordsaum begleiten. In der Fortsetzung gegen SO sind auch auf der Vacekschen Karte die zwei Züge deutlich getrennt, der nördliche verläuft entlang dem Rücken Steineck—Fresenberg.

Während im Leimser- und Farlgraben Rannachkonglomerat und Weißstein nahe übereinanderliegen, schaltet sich im Rannachgraben ein breiter Streifen stark verfalteten Phyllites dazwischen ein als Anzeichen einer trennenden Verschiebung zwischen beiden. Über dem Phyllit liegt dann als Weißstein ein eigentlicher „Plattelquarz“, das heißt ein sehr feinkörniger weißer Quarzit ohne Gerölleinschlüsse, hervorgegangen aus einem feldspatführenden Quarzsandstein. Er zeigt im Schlifff keine Kataklyse.

Der Gneiszug Leims—Frauengraben. (Fig. 5, 6.)

Miller¹⁾ zeichnet bereits in sein Profil über Leims zwischen die beiden Graphitschieferlager konkordant eingeschaltet einen Gneis („Zentralgneis“), dessen Vorkommen ich bestätigen kann. Es ist ein kleinschuppiger, schlierenweise perlgneisartiger Biotitgneis, der in guten Aufschlüssen

¹⁾ Zeitschrift für praktische Geologie 1900. Seite 37 (Weinschenk).

unterhalb der Stollenmundlöcher an der Sohle des westlichen Leimsergrabens und an den beiderseitigen Hängen ansteht und über P 1320 des Scheiderückens in den Farlgraben hinüber sich verfolgen läßt, wo er an der linken Talseite wieder eine größere Felswand, unterhalb „Kohlenbrenner“ der Spezialkarte, bildet. Er liegt mit gleichem Streichen und Fallen zwischen den beiden Graphitschieferzonen und wird im Hangenden zunächst von Phyllit überlagert. In der Tiefe des Rannachgrabens ist er nicht aufgeschlossen, wohl aber besteht der Kopf P. 1107 am Rücken zwischen Rannach und Edlinger wieder aus Gneis, beziehungsweise Granit. Am Weg in den Rannachgraben sieht man am Hang dieses Kopfes nur silbergrauen Phyllit und weiße Quarzsericitschiefer. Am Westabhang des Kopfes gegen Edlingergraben kommen die gleichen Schiefer unter dem Gneis zum Vorschein.

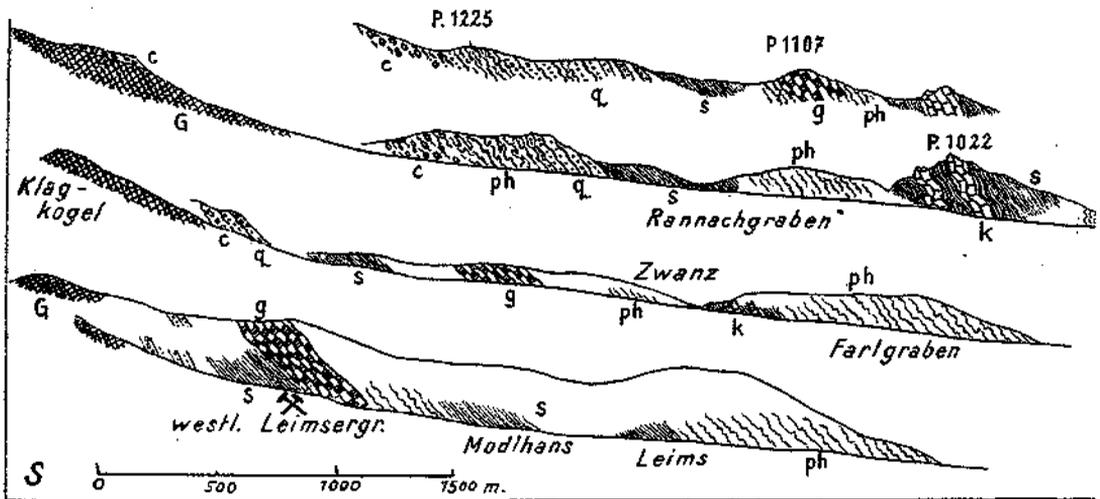


Fig. 5.

G Granit und Granitgneis, g Biotitgneis, c Rannachkonglomerat, q Platt Quarz, ph Phyllit, s graphitführende Karbonschiefer, k Kalk des Graphitkarbons.

Auf der linken Grabenseite steht etwas höher oben im Graben (kleine Querverschiebung?) der Gneis wieder am Unterrand der Wiesen des Alpensteinerhofs an und läßt sich von hier an zusammenhängend über den nächsten Bergrücken in den Rabengraben und über den Nordabfall des Frauenspitz in den Frauengraben verfolgen. Gleichförmig mit dem Gehänge abfallend überdeckt er nördlich des Frauenspitz das ganze Gehänge von der Talsohle bei Ernau bis 1500 m Höhe. Die Felschlucht des Frauengrabens ist in ihm eingeschnitten. Nordwestlich davon bildet er noch das Köpfchen P. 1286 und endet am Gehänge bei Liesingau.

Vom Edlinger an liegt kein Graphitschiefer mehr in seinem Liegenden, sondern der Gneis liegt teils auf Phyllit (Rabengraben), größtenteils auf den klastischen Basalbildungen desselben (bei Alpensteiner feinklastische Sericitquarzite, im Frauengraben quarzreiche, grobkörnige, verschieferte Konglomerate mit einzelnen Quarzgeschieben und auch mittel- bis feinkörnige feldspatreichere Bänke, am Frauenspitz ebenso mit Phyllitzwischenlagen). Die konglomeratischen Bänke im Liegenden des Gneises

nördlich Frauengraben erreichen, der Bergkante folgend, den Eingang des Hagenbachtals.

Es ist ein mittel- bis feinkörniger Gneis von feinfaseriger bis lagiger Struktur und dunkler Färbung, hervorgerufen durch den reichlichen Gehalt an Biotit, der in Schuppen und Fasern verteilt ist. Wie der Dünnschliff zeigt, ist der Biotit größtenteils in Chlorit umgewandelt. Am Gehäng ober Liesingau enthält der Gneis so viel Chlorit, daß er eine dunkelgrünliche Färbung annimmt; die Schieferungsfläche ist mit dem Chloritgewebe überdeckt, in welchem noch zahlreiche Biotitschuppen eingebettet liegen. In vielen Lagen des Gneises tritt der Feldspat in runden Körnern von 2 bis 3 mm Durchmesser hervor, die glänzende Spaltflächen zeigen und oft dichtgedrängt das Gestein im Querbruch erfüllen (Perlgneis). Der Feldspat erweist sich unter dem Mikroskop durchwegs als feinverzwillingter Albit-Oligoklas. Der Biotit und Chlorit

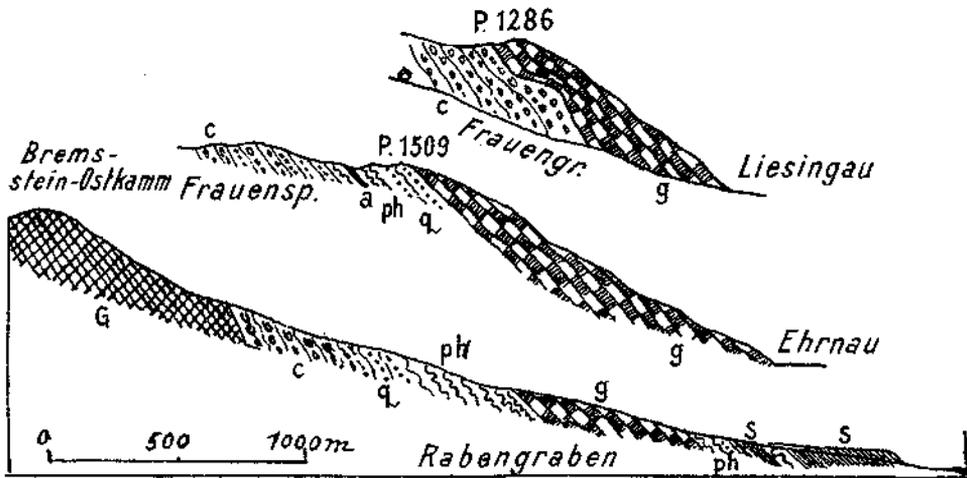


Fig. 6.

G Granitgneis; *c* grobklastische, *q* feinklastische Gesteine an der Basis der Phyllite. *ph* Phyllit, *a* Grünschiefer (kalkhaltiger Albitchloritschiefer). *g* Biotitgneis, *s* graphitführende Karbonschiefer.

bilden dünne Fasern, welche sich um die rundlichen Feldspate herumwinden oder an ihnen abstoßen, ohne sie zu durchdringen. Ein feinkörniges Aggregat buchtig und zackig ineinandergreifender Quarzkörner füllt die Zwischenräume.

In den makroskopisch als Perlgneis auffallenden Lagen ist wenig Quarzaggregat vorhanden, die Feldspatkörner bilden der Hauptbestandteil des Gesteins, in anderen Lagen sind die Feldspatkörner einzeln verstreut in reichlicher Quarzmenge, wobei auch die Feldspate unregelmäßig ausgebuchtete Formen annehmen. Nur als Ausnahme fand ich auch einen idiomorphen Plagioklas. Titanit in Schwärmen winziger Körnchen ist verstreut; ganz vereinzelt kommt Granat vor.

Der Gneis im Leimsergraben ist gleich zusammengesetzt, enthält aber mehr und größere Quarzkörner und zeigt im Dünnschliff (und im Handstück) keine so deutliche Schieferung wie jene, sondern mehr körnige Struktur.

Eine ganz granitisch-körnige Tracht besitzt das Gestein am Kopf P. 1107 (zwischen Rannach und Edlinger). Weiße Feldspatkörner (1—2 mm), gleich denen der Perlgneise, verbunden durch graue Quarze und richtungslos durchsprengt mit Biotittäfelchen setzen das ganz schieferungsfreie, massige Gestein zusammen. Die Feldspate — soweit sie nicht ganz umgewandelt sind, als der Albit-Oligoklasreihe zugehörig erkennbar — sind unvollkommen idiomorph, der Quarz füllt die Zwischenräume, der kräftig braun gefärbte Biotit ist in großen Schuppen einzeln oder in Nestern verteilt; Granat durch Umsetzung in Chlorit in Körnergruppen aufgelöst, ist nicht selten; nur der Quarz ist kataklastisch (starke wellige Auslöschung).

In dem großen Gneisbereich beiderseits des Frauengrabens herrscht die feinschuppige Gneisart, erst im Rabengraben stellen sich häufiger Perlgneise ein; solche sind dann beim Alpensteiner stark ausgeprägt, daran reiht sich der Granit von P. 1107 und weiterhin die körnigen Leimsergneise.

Die Struktur der Perlgneise, der schlierige Wechsel in der Menge und Ausbildung des Feldspates und der Übergang in die granitische Form deuten auf eine magmatische Durchdringung — Feldspatisierung — des ursprünglichen kristallinen Schiefers; es handelt sich vielleicht um einen Teil der Schieferhülle des Seckauer Granits. Genauere Untersuchungen des Granitmassivs können hier Aufklärung bringen, in der Literatur fehlen noch eingehendere, dazu verwendbare Gesteinsbeschreibungen aus diesem Gebiet.

Besondere Untersuchung bedarf auch noch ein abgetrenntes kleines Gneisvorkommen unter der Bremssteinalm, welches sehr deutliche Injektionsstruktur aufweist, hier aber anscheinend in einem Muskovitglimmerschiefer bis Phyllit. Es wäre die Möglichkeit einer Herleitung aus Phylliten durch magmatische Durchdringung nicht ausgeschlossen. Doch spricht die deutliche Abgrenzung gegen die umgebenden Phyllite gegen die Annahme granitischer Eingriffe in die Phyllitzone. Im Rabengraben ist die Hangendgrenze des Gneises gegen die darüberliegenden Muskovitschiefer (mit feinklastischen Bänken) unscharf, was auf tektonische Umbildung der Randpartien und Verschuppung zurückgeführt werden kann.

Im allgemeinen zeigen die Gneise nur wenig nachkristalline Deformation insofern, nur am Quarz schwache Deformation und leichte Verbiegungen der Glimmer wahrzunehmen sind, die Feldspate sind ganz unverletzt.

Magmatisch durchdrungene Gneise von ganz übereinstimmender Tracht wie jene von Leims und P. 1107 bilden bei Bruck an der Mur die Unterlage der Rannachserie als Randteil des Amphibolit- und Gneis-massivs des Hochanger.

Jener Biotitgneis des Liesingtales dürfte wohl dem Paragneis entsprechen, den Heritsch-Schwinner auf der geologischen Übersichtskarte der Steiermark als Mantel des Granitmassivs bei Mautern bis ins Liesingtal herabreichen lassen. Ich habe auf der Strecke Schönebenalm (Kleinreichart)—Gaisgraben (bei Mautern) am Rand des Granitgneises keine Paragneise gefunden, sondern überall das Grundkonglo-

merat direkt auf dem Granitmassiv, beziehungsweise auf dem den Rand desselben einnehmenden Biotit-Augengneis.¹⁾

Phyllitzone südlich der Liesing. (Figur 7.)

In dem Raum zwischen oberstem Liesingtal und Rannachgraben nehmen die klastischen Grundschichten der Phyllitgruppe einen bedeutend größeren Bereich ein, als bisher bekannt. Im Gaisgraben südlich Mautern reicht der Granit, der hier nur von einem schmalen Saum von Augengneis umgeben ist, bis 1000 Meter herab, und das flach darüberliegende Rannachkonglomerat und seine Hangendschichten reichen bis zur Talteilung nahe ober Edlinger. Die guten Aufschlüsse zeigen, daß in der Konglomeratfolge hier die stärkst verschieferten Formen derselben (Quarzsericitschiefer mit einzelnen verdrückten Geröllern) im mittleren Teile liegen, auch die tiefsten Lagen sind noch stark verschiefert, während in den obersten Lagen die besterhaltenen Konglomerate zu sehen sind. Darüber liegt noch der „Weißstein“.

Gegen NW breiten sich die klastischen Gesteine über die ganzen Seitenkämme aus, erreichen am Eingang des Hagenbachtals die Tiefe des Liesingtales und schwenken dann an der rechten Talseite einwärts bis zur Faschinghube, oberhalb welcher am Eingang in den Stubalmgraben der Augengneis zutage kommt, dessen Grenze dann entlang der linken Flanke dieses Grabens (mit einer kurzen Unterbrechung) bis zu der oben erwähnten Stelle am Kleinreichart zurückweicht, um spiegelbildlich dazu im Schönebengraben wieder talauswärts vorzudringen. Daß der Granitgneis hier sehr flach unter die Phyllite hinabtaucht, ist auch daraus zu erschließen, daß noch in der Tiefe des Liesingtales beim ehemaligen Wirtshaus Löffelmacher wieder das Quarzkonglomerat in ganz flacher Lagerung zutage kommt. Auch im südlichen Seitenast des Liesingtales unterhalb Riepl in Reit steht es flach N fallend an.

In dem zwischen Hagenbach- und oberstem Liesingtal liegenden Gebirgsstock des Feistererhorns und seiner Seitenkämme breitet sich auf den Kämmen am Feistererhorn, Roßschwanz, Hahnreich und Hörndl, die obere Abteilung der klastischen Gesteinsgruppe in ganz flacher Lagerung aus. Zwischen Hahnreich und Hörndl biegen sich die Schichten sogar gegen NO in die Höhe und der Phyllit am Hörndl fällt flach gegen Süden unter sie ein. Auch am Nordostkamm des Hahnreich beobachtet man noch diese Lagerung, sonst biegen sie sich hier und im Nordostgehänge des Hörndl gegen NO hinab und man kann im untersten Teil des Pischinggrabens Lagen dieser kleinklastischen Schichten unter die Phyllite hinabtauchen sehen, welche mit NW-Streichen und steilerem NO-Fallen die unterste Schlucht des Grabens bilden.

Trotz seiner muldenförmigen Aufbiegung und Hochlage kommt aber das gröbere Grundkonglomerat hier nirgends mehr zum Vorschein, im ganzen Pischinggraben ist nur Phyllit zu sehen und am Hörndl liegen wie erwähnt Phyllit und Karbonatquarzit unter den kleinklastischen Schichten. Nur in der tiefen Mulde der Feistereralm kommt fenster-

¹⁾ Lebling erwähnt bereits 1911 (Zentralblatt für Mineralogie, etc. S. 737) „Gneis“bänder in den Schiefen des Rabengrabens.

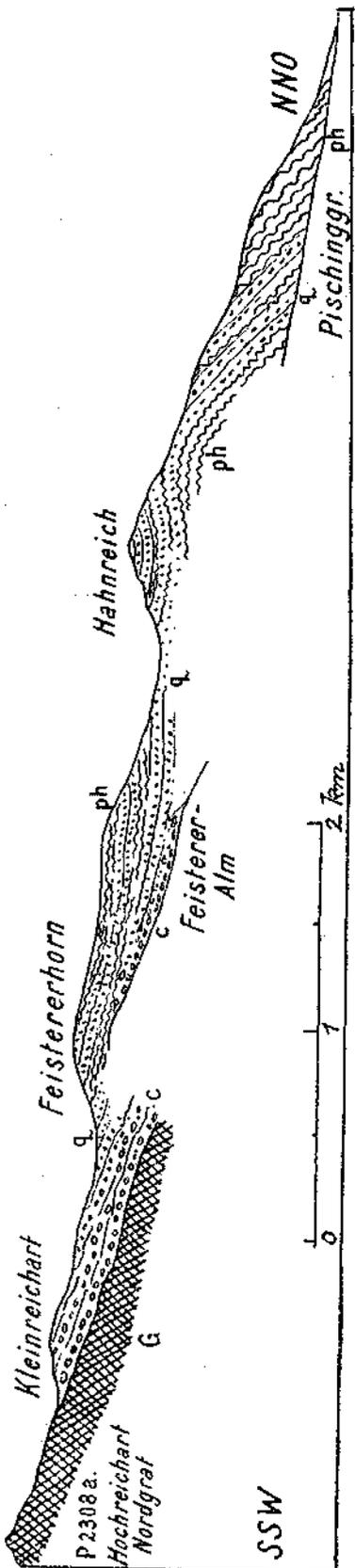


Fig. 7.

G Granitgneis, c größere Quarzkonglomerate, q feinklastische Schichten, ph Phyllit.

artig gleich unter den oberen klastischen Schichten auch das gröbere Quarzkonglomerat zutage, reicht aber nicht weiter in den ganz in Phyllit eingeschnittenen Feisterergraben hinab.

Diese Verhältnisse werden sich schwer anders erklären lassen, als daß hier eine teilweise Abhebung der beiden Abteilungen voneinander und leichte Aufstauung der oberen stattgehabt hat.

Karbonzone nördlich der Liesing.

(Figur 2.)

Die Kalklager, welche in dem nördlichen Karbonzuge der Leimsergräben und des Rannachgrabens enthalten sind, geben den besten Anschluß der beiden Talseiten des Liesingtales: Ihre von der Erosion schön herausgeschälten Felsrippen finden über den Kalvarienberg bei Mautern ihre gerade streichende Fortsetzung schräg über die breite Talsohle der Liesing, zu den hohen Kalkmauern der linken Talseite, zunächst jener des Gratzerberges zwischen Magdwies- und Liesingtal. Die Karbonzone, welche hier nur einen Kalkzug enthält und ungefähr ein Kilometer breit ist, entfaltet sich gegen NW zu dem drei Kilometer breiten, mit zahlreichen Kalkzügen ausgestatteten Profil der „Hölle“ bei Kallwang (Prof. 2).

Die Ausbreitung kommt zunächst dadurch zustande, daß der Südrand der Zone gleichmäßig mit NW-Streichen sich fortsetzt, der Nordrand aber im unteren Magdwiesengraben nach NS ausbiegt und erst am Kamm gegen die Teichentäler, beziehungsweise gegen Kallwang wieder in das regionale NW—SO-Streichen einlenkt.

Der genannte Kalkzug „Im Stein“ bei Mautern streicht dem Kamm des Gratzerberges entlang gegen NW fort bis in den nächsten Graben (bei Hochwallner), ihm gesellen sich im

Liegenden und Hangenden-neue zu; ersterer streicht gleichlaufend gegen NW, der vierte, unterste, erreicht den Eingang der Hölle. Der Kalk im Hangenden streicht beim Gehöft Aschberger NS und wird dann fast plötzlich in OW-Streichen abgebogen: Dabei tritt eine Zerstückerung in eine Menge kleiner getrennter Schollen ein, die als Felstürme und Mauern im Wald aufragen. Immerhin sieht man, daß auch dieser Kalkzug sich dem Streichen des ganzen Schichtenpaketes anpaßt und nicht transgressiv an dem angrenzenden (übrigens darüberliegenden) Phyllit endet. Da er von Grünschiefer begleitet wird, erscheint er als die Fortsetzung der gleich vergesellschafteten Züge beim Bergbau in der Teichen, welche sich konform den Schichtgrenzen bis zum Kamm Gemeindegogl—Magdwieseck verfolgen lassen. Der Zusammenhang über den Graben beim Hochwallner mit jenen des Grätzerberges ist nicht aufgeschlossen.

Eine ähnliche Zerschollung infolge von Querknickungen oder Querverwürfen sieht man im unteren Mellingtal und auf der Kulmbube am Gemeindegogl.

Am linksseitigen Hang des Liesingtales setzen von Liesingau bis zur Melling der Reihe nach sechs Kalkzüge ein; die Grenze gegen den Phyllit liegt hier unter den Anschwemmungen der Liesing; der letzte setzt sich vom Ausgang der Melling konkordant mit der hier an die linke Talseite übertretenden Phyllitgrenze zur Baierhubermauer fort. Konglomerate des Karbons sind an der Grenze nicht vorhanden; solche liegen erst in den mittleren Teilen des Hölleprofils.

Im Hangenden wird das Graphitkarbon ebenfalls von Phyllit abgegrenzt, der von Mautern bis zur Teilung der Teichentäler in schmalen Züge sich erstreckt. In der kurzen Teichen liegt auf den Karbonschiefern unmittelbar der unterste Zug der Blasseneckserie. Lithologisch stimmt dieser Phyllit vollständig überein mit dem Quarzphyllit südlich der Liesing und hebt sich ebenso deutlich von den benachbarten Karbon- und Grauwackenschiefern ab.

Am Ausgang des Magdwiesetales tauchen in ihm nochmals Gesteine der Graphitkarbonserie auf in einem eng begrenzten Zug, der aber tektonische Besonderheit aufweist und für die bergbaulichen Interessen von Wichtigkeit ist, weil in ihm die **Talkbergbaue** bei Mautern umgeben.

Sein Verlauf wird in den obertags sehr schlecht aufgeschlossenen Talhängen bezeichnet durch kleine Kalkausbisse am linken Gehänge vom Raumhalterhof (ober Grabner) bis Brunnerbergbau und am rechten Gehänge beim Mauterner Bergbau. An letzterem Ort und beim Friederer kommen auch graphitische Schiefer zutage.

Das Streichen der Schichten in diesem Zuge ist NS bis NNW gerichtet (im Mauterner Bergbau vorherrschend 10^h). Hier ist ausnahmsweise innerhalb der großen Isoklinalschichtfolge eine antiklinale Stellung der Schichten vorhanden, die hauptsächlich durch den Bergbau erschlossen wurde. Der Bergbau der Gemeinde Mautern bewegt sich mit dem größten Teil seiner Erstreckung, dem „Westfeld“, in gegen W abfallenden Graphitschiefern und darüberliegenden, gleich fallendem Kalk. Auch die Phyllite am Ostgehänge und Nordostgehänge des Mautnerberges zeigen Westfallen, desgleichen auch noch der Phyllit im ersten rechts-

seitigen Seitengraben im Magdwestal, ferner der Kalk und Phyllit ober- tags im Brunnerrevier. In dem gegenwärtig nur auf kurze Strecke zugänglichen Ostfeld des Mautnerbergbaus dagegen fällt der Kalk gegen Osten ab, und die gleiche Lagerung sieht man an dem kleinen Auf- schluß ober dem Mundloch der Antonistollen an Kalk und Schiefer. Der kleine Kalkkopf unterhalb Raumhalter zeigt ebenfalls Ostfallen. Die Schichten am höheren Gehänge der linken Magdwestalseite schließen sich dann alle dem regionalen Ost-, beziehungsweise Nordostfallen an. Von der in dem Profil von Rassauer-Scropeck¹⁾ wohl schematisch eingetragenen Sattelbiegung ist derzeit nichts zu sehen, die Stollen des Westfelds stehen ganz in westfallenden, jene des Ostfelds in ostfallenden Schichten.

Im Kern der gegen W steiler als gegen O abfallenden Antikline befindet sich der Graphitschiefer, darüber liegt beiderseits Kalk, der in beiden Flügeln gleiche Beschaffenheit besitzt, so daß kein Anlaß vor- liegt, den einen Flügel dem Silur, den anderen dem Karbon zuzuteilen. Es ist ein weißer oder lichtgrauer, selten dunkelgrauer Kalk von wechselndem Grade der Kristallinität, der, von den Einwirkungen bei der Talkbildung abgesehen, ganz den benachbarten Karbonkalken gleicht, so daß es mir nicht genügend begründet erscheint, ihn von den Graphit- schiefern abzutrennen und dem Silur zuzuweisen, wie dies Weinschenk und z. T. auch Vacek tut. Das Hangende bildet im Westflügel die Phyllitzone Mautern-Teichen, im Ostflügel zunächst wahrscheinlich auch Phyllit (nicht aufgeschlossen), darüber der Blasseneckgneis und der Grau- wackenschiefer.

Die Grenzfläche Kalk-Graphitschiefer ist durch den Bergbau sehr gut aufgeschlossen, der ihr beständig nachgeht, weil an diesen Grenzbereich die Talkbildung gebunden ist. Sie trägt alle Anzeichen einer Gleit- fläche an sich, mit gestriemten Harnischflächen von vielen Kubikmetern Aus- dehnung und ist stark wellig und bucklig. Die beiderseitigen Gesteine sind tektonisch miteinander vermengt: Knollen von Kalk stecken im Schiefer und große Quetschlinen von Talk und Graphitschiefer im Kalk, wobei reinweißer Talk und schwarzer, graphitreicher Schiefer in scharfer Abgrenzung in einer Quetschlinse vereint sein können. Die Talkschiefer- zone besitzt, wie Weinschenk beschrieben hat, eine großfaserige Struktur durch linsenweises Anschwellen der Talkschiefer und Ver- faserung mit den Graphitschiefern und allen Übergangsformen beider.

Weinschenk (a. a. O.) sowie Redlich und Cornu²⁾ haben mit guter Begründung die Entstehung der Talkschiefer durch Umwandlung aus den graphitischen Schiefen dargelegt und letztere auf den Zusammen- hang mit der Bildung der Magnesite hingewiesen. Die von Wein- schenk noch als ungeklärt aufgeführten Umstände: der Verbleib der Tonerde bei der Umwandlung des tonerdereichen Graphitschiefers in Talk und das Fehlen der Magnesitbildung aus dem Kalk, sind durch die späteren Untersuchungen von Redlich und Cornu aufgeklärt worden.

¹⁾ Mitgeteilt von Weinschenk. Zeitschrift für praktische Geologie 1900, S. 42, und Abhandlungen der kg. bayer. Ak. d. W., II. Kl., XXI. Bd., S. 271.

²⁾ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 151.

einerseits durch den analytischen Nachweis eines beträchtlichen Aluminiumgehalts der Talkschiefer, besonders der grauen, welcher in Form von Rumpfit vorhanden ist. Andererseits ist auch der Kalk nicht unverändert geblieben bei der Zufuhr der Magnesiumlösungen, da er stellenweise in grobkristallinen Dolomit umgewandelt ist, außerdem hat, wie schon Weinschenk angibt, eine Ausscheidung von großen Dolomitkristallen im Kalk und im Schiefer stattgefunden. Auch magnesia-reichen Natronphlogopit hat Weinschenk als Einsprengung im Kalk nachgewiesen.

Redlich und Cornu stellen eine Übergangsreihe von vier Typen von Magnesiumlagerstätten auf, in welche die verschiedenen Umwandlungsarten sich einordnen lassen: von der reinen Magnesitlagerstätte mit untergeordneter Talkbildung (Veitsch) bis zur Talklagerstätte (Mautern) mit untergeordneter Magnesiumkarbonatentwicklung und schließlich zur hypothetischen reinen Rumpfitlagerstätte. Redlich und Cornu vermuten, daß der Kieselsäurereichtum mancher Phyllite Anlaß zur Talkbildung geben kann.

Außer dieser stofflichen Beeinflussung können aber auch die tektonischen Verhältnisse eine Erklärung dafür geben, welcher jener Typen im gegebenen Fall sich bildet. Wenn man annimmt, daß der Zutritt der Magnesiumlösungen während der gleitenden Bewegung des Kalks über dem Graphitschiefer erfolgte, so erscheint der Rumpfit und Talk als die diesen Verhältnissen des Drucks und der Bewegung angepaßte tektonische Fazies der Mineralbildung aus den Magnesiumlösungen. Demgegenüber würden dann die Magnesitlagerstätten als Bildungen in Zeiten relativer Ruhe gedeutet werden können und es ließe sich dieser Standpunkt auch zu Schlüssen auf das Verhältnis der Bildungszeit zu den tektonischen Phasen verwerten.

Die Gleitfläche ist nach der Talkbildung erst zu der antiklinalen Form aufgebogen worden, wobei neuerliche Verschiebungen an derselben und Verknetungen der Gesteine eintraten. Die Versteilung der Antiklinale gegen Westen und ihre Einfügung in den nordsüdstreichenden Teil des großen gegen NO bis O abfallenden tektonischen Schichtenstappels lassen vermuten, daß eine gegen W gerichtete Bewegung die Ursache ihrer Bildung, gewesen ist, also vielleicht das Andrängen der Reitingmasse. (Siehe unten S. 29.)

Der Weinschenk'schen Annahme, daß das Aufdringen der Magnesiumlösungen mit der Intrusion des Seckauer Granits in engem zeitlichem Zusammenhang stehe, steht, wie schon von anderen Autoren eingewendet wurde, die Transgression der Phyllite mit den Granitgeröllen im Grundkonglomerat entgegen. Der Granit ist vorkarhonisch, die Talkbildung jünger als das Graphitkarbon.

Zone der Blasseneckserie und Granwackenschiefer.

Über den Phylliten, beziehungsweise den Karbonschiefern folgt gegen NO ein Gesteinszug, der durch das ganze hier behandelte Gebiet zusammenhängend durchstreicht: es ist der unterste Zug der Blasseneckserie. Er besitzt fast überall nur geringe Mächtigkeit, ist aber durch seine Gesteine, unter denen neben sicher porphyrischen auch klastische mehr-

fach vertreten sind (Kamm Grünangertörl-Hinkareck, Kurze Teichen), immer gut kenntlich. Er streicht NW-SO vom obersten Teil der Kleinen Teichen (unter der Zeyritzalm) am Fuß des linken Talhanges entlang, überschreitet den Trennungsrücken der beiden Teichentäler zwischen 1200 und 1300 *m* und zieht nun parallel mit dem Phyllit und den Karbonkalken in seinem Liegenden durch den Ratschgraben — hier etwa 100 *m* mächtig — und den Ursprung des Graphitgrabens ins Magdwiestal hinüber, dessen Sohle er durch den unterhalb Bandsmaier rechtsseitig mündenden Seitengraben erreicht. Hier ist er sehr gering mächtig und intensiv verschiefert. Entsprechend dem hier einsetzenden NNW- bis NS-Streichen folgen an der linken Talseite seine Ausbisse, dem Abhang des Traupnerberges bis oberhalb des Gehöftes Losacher, wo er unter der Schuttbedeckung des Tales verschwindet.

Das Fallen ist durchwegs gegen NO, beziehungsweise O gerichtet mit wechselnder, meist beträchtlicher Neigung.

Dieser untere Blasseneckgneiszug fehlt auf den Karten von Vacek und von Heritsch, bildet aber eine für die Tektonik wichtige Abgrenzung der graphitführenden Karbonschichten gegen NO, jenseits welcher die letzteren nicht mehr zum Vorschein kommen.

In der Kurzen Teichen, wo der schmale Phyllitzug zwischen Karbon und Blasseneckzone verschwindet, liegen die Gesteine der letzteren auf den Grünschiefern der erzführenden Zone, in denen hier der Mariahilfstollen, Magdalenen- und Armenseelenstollen angesetzt ist. (Fig. 8.)

Über dem unteren Blasseneckzug liegt nun mit gleichem Streichen und Fallen eine mächtige Schichtfolge der feinschichtigen, quarzitäen Grauwackenschiefer. Sie beginnt am Südkamm des Hinkareck und nimmt den Steilabfall der südlichen Seitenkämme des Zeyritzkampl gegen die Kurze Teichen ein, mit einer Mächtigkeit von 500 bis 600 *m*. An den Kämmen zwischen Kurzer und Langer Teichen erhöht sich ihre Mächtigkeit immer mehr, die Lange Teichen ist quer zum Streichen von der Mündung des Lauterbaches bis zur Stadler Hube in sie eingeschnitten und am Kamm zwischen Teichen und Magdwiestal reicht sie bereits vom Ursprung des Graphitgrabens (P 1543) bis zum P 1580 nördlich Magdwieseck, was einer Mächtigkeit von etwa 1,5 *km* entsprechen würde. Das ganze obere Magdwiestal, vom Bandsmaier aufwärts bis zur Kogeralalm liegt in diesen Schichten, welche in gleicher Breite auch in die untere Reitingau sich fortsetzen.

Das Fallen der Schichten ist, soweit es bei diesem leicht niederwitternden und verrutschten Untergrund zu sehen ist, stets gegen NO, beziehungsweise O gerichtet.

Ob die mehrmalige Wiederkehr von mächtigeren Tonschieferlagen in den Quarziten Schichtwiederholungen durch Schuppenbildung anzeigen, läßt sich nicht sicher feststellen, wird aber durch die auffallende Mächtigkeitszunahme im SO wahrscheinlich gemacht.

An der Südseite des Zeyritzkampls lagert auf dem Grauwackenschiefer dann die Hauptmasse der Blasseneckporphyroide, hier 400 bis 600 *m* mächtig. Im NW setzt sie sich über das Hinkareck zum Blasseneck hin fort, gegen SO umzieht sie in bedeutend verringerter Mächtigkeit (200 bis 300 *m*) den Kamm der Achnerkuchel bis zum

Ranngraben und erreicht, über der Stadlerhuben sich fortsetzend, die Sohle der Langen Teichen bei P 1017. Auf der linken Talseite läßt sie sich noch durch den hier mündenden Seitengraben und auf den Rücken südlich davon bis ungefähr 1400 m Höhe verfolgen, von hier an habe ich ihre Spur verloren; im oberen Magdwiestal habe ich sie nicht wieder gefunden, die unteren und die oberen Grauwackenschiefer schließen sich zu einer einzigen, das ganze Tal umfassenden Masse zusammen. Beim Kragelmüller in der Reitingau erscheint aber ein Zug von stark verschiefertem Quarzkeratophyr, der seiner Lage nach als ein Wiederauftauchen jener Blasseneckzone betrachtet werden kann.

Miller beschreibt bereits 1863 (Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch XIII. S. 219) einen Zug von „Körniger Grauwacke“ in der Langen Teichen beim Stadler, welcher dem hier als oberen beschriebenen Porphyroidzug entspricht. Miller bezeichnet ihn auf seinem Profil als „untere körnige Grauwacke“. Die darüberliegenden „lichtgrauen sandigen Schiefer“ sowie die am Teicheneck beginnenden dunklen Schiefer sind beide zur silurischen Grauwackenformation gestellt. Das Hangende der selben bilden als „obere körnige Grauwacke“ die Porphyroide von Eisenerz.

Der Keratophyr beim Kragelmüller und sein Begleitgestein zeigen wieder das nahezu nordsüdliche Streichen, welches auch im unteren Magdwiestal einsetzt. Dieses allgemeine Einschwenken im Streichen erscheint als eine Angleichung an den Verlauf des Westrandes der Reitingkalkplatte. Diese bis in die Talsohle der Liesing sich absenkende Kalkmasse engt hier den Verlauf der breiten Schichtzonen ein; Karbon und Grauwackenschiefer tauchen nicht einfach mit diskordantem Streichen unter sie hinab, sondern werden gegen Mautern hin zu einem engen Bündel mit einem dem Kalkrand angepaßten Streichen zusammengedrängt. Die breite Zone der feinschichtigen Grauwackenschiefer keilt deshalb bei Mautern aus und Reitingkalk und der Phyllit im Liegenden jener Zone sind unterhalb Mautern nur durch die Alluvionen der Liesing voneinander getrennt.

Die Reitingmasse scheint also in westlicher Richtung einen Druck ausgeübt zu haben, dem auch die meridionalen Streichungsrichtungen und Verbiegungen am Reichenstein zugeordnet werden können. Nach Ascher¹⁾ bildet der Kalk des Reiting eine Mulde mit Ostfallen des Westrandes.

Zone des erzführenden Kalks.

Die nächsthöhere Schuppe über dem oberen Blasseneckgneis bilden dann die Kalke des Zeyritzkampls, deren Schichtplatten bei etwas mehr westnordwestlichen Streichen steil vom Hauptkamm gegen die Radmertäler abfallen.

Daß die Auflagerung auf den Porphyroiden keine normale, sondern ein Bewegungshorizont ist, wird durch schuppenförmige Schichtwiederholungen angezeigt. Auch das Auftreten größerer Gangquarzmassen dürfte damit zusammenhängen. Am Fuß des Zeyritzkampls sind Blatt-

¹⁾ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908.

schollen von feinschichtigen Quarziten und von phyllitischem Tonschiefer (Achneralm) zwischen die untersten Kalkschichten eingeschoben; eine große, tiefere Kalkscholle ist am Kamm südlich der Achner Kuchel vorgeschoben und verursacht das weite Vorgeifen der Kalke gegen S an diesem Kamm. (Fig. 3.)

Im Ransbachgraben keilt die ganze Kalkmasse fast plötzlich aus, nur ein kleiner Rest von grauem, knauerigen Kalk an der Bergkante ober Stadlerhuben (Lange Teichen) in 1300 m Höhe stellt die letzten Ausläufer derselben dar.

Über die Kalke legen sich von Brunecksattel an gegen SO wieder die feinschichtigen quarzitischen Grauwaackenschiefer, welche den Hauptkamm bis zum Sausattel bilden und mit dem Auskeilen des Kalks in der Langen Teichen sich dann unmittelbar auf den oberen Porphyroidzug legen.

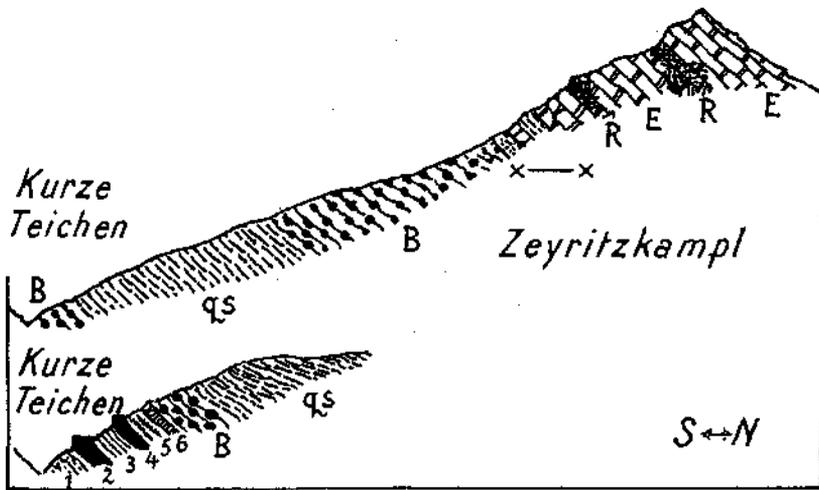


Fig. 8.

B Blasseneckserie, *qs* feinschichtige Grauwaackenschiefer, *E* Silur-Devonkalk, *R* Rohwand;

1 quarzitischer Phyllit, 2 Grünschiefer, 3 dünnblättrige Phyllite, 4 Albitchloritschiefer, 5 Phyllitgneisähnliche Schiefer, teilweise mylonitisch, 6 weißer feintafeliger Quarzfels.

× — × Die Einzelheiten dieses Teiles sind auf Profil Fig. 4 eingetragen.

Aber auch diese breite Schiefermasse ist nicht einheitlich, sondern eingeschobene Schuppen anderer Gesteine zeigen ihre schuppige Struktur auf.

Am P. 1681 des genannten Kammes, wo die Bergkante der Stadlerhuben vom Kamm sich ablöst, zieht ein schmales Band von Porphyroid durch, welches nach Redlichs Karte ¹⁾ der Radmer nur der letzte Ausläufer einer großen Masse von Porphyroid ist, welche dem Finstergraben entlang nordwärts sich ausbreitet.

Zwischen Sausattel und Paarenkogel liegt in Blöcke aufgelöst ein Rest von dunkelgrauem Silur-Devonkalk, beiderseits breiten sich die Grauwaackenschiefer aus.

¹⁾ l. c. 1922.

Ihre obere Grenze bezeichnet der Kalkzug am Kragelschinken (siehe oben S. 17), über dem die schwarzen silurischen(?) Schiefer und schließlich die Kalkplatte des Wildfelds liegt. (Fig. 9.)

Diese stellt eine zweite, höhere Kalkdecke vor, im Verhältnis zum Kalk des Zeyritzkampls, getrennt von ihr durch die im Querprofil zwischen ihnen liegende Masse der Grauwackenschiefer. Sie senkt sich in analoger Weise gegen NO zur Tiefe und auf ihr liegen nach Heritschs Profil¹⁾ neuerlich Reste von Blasseneckgneis.

Auch in den Radmertälern liegt nach Heritsch und Redlich eine zweite, in kleine Schollen zertrennte Kalkdecke über den den Zeyritzkamplkalk überlagernden Porphyroiden und Schiefern.

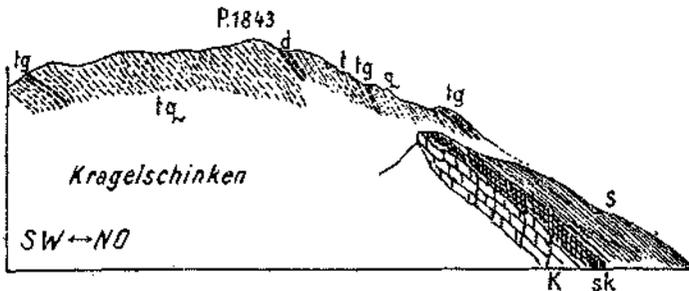


Fig. 9.

tg Tonschiefer und Quarzite, *d* feinkörniger Hornblendeschiefer (ungewandelter Diabas), *tg* grüne Schiefer (Diabasschiefer?), *q* lichte, feinkörnige Quarzite, *t* lichtgrünlichgraue Tonschiefer, *sk* schwarze Kieselschiefer, *s* schwarze Tonschiefer, *K* lichter, faseriger Kalk.

Im Horizont des Kragelschinkenkalks sind Anzeichen starker, tektonischer Bewegung, besonders in den zerpreßten Kieselschiefern im Hangenden des Kalks zu sehen. Auch die Kalkschollen am Teichenjoch erwecken mehr den Anschein von Schubschollen als von ursprünglicher Einordnung in die Schichtfolge, während die Schiefereinschaltungen am Wildfeld wohl auch auf Ablagerungswechsel zurückgeführt werden könnten.

Nach den Berichten von Heritsch und Redlich erfüllt auch den Raum zwischen dem Kamm Zeyritzkampl—Wildfeld und dem Kalkalpenrand eine gegen N und NO abfallende Folge von Grauwackenschiefern und paläozoischen Kalken, zerteilt in Schollen und Schichtblätter, ähnlich dem oben beschriebenen Gebiet. Nur die Kalkplatte Wildfeld-Reichenstein, durch meridional verlaufende Faltungen verbogen, steigt gegen den Erzberg hin wieder empor und läßt die Unterlage von Porphyroid und Grauwackenschiefer zutage treten, senkt sich aber am Erzberg wieder gegen N ab und wird von den übergreifenden Werfenerschichten verhüllt. Inwieweit am Ostrand des Reiting eine Überschiebung auf Werfenerschichten besteht, bedarf nach den Ausführungen Folgners²⁾ noch weiterer Klärung.

¹⁾ Geologie der Steiermark, Seite 176.

²⁾ Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1913.

Der Nordrand der Grauwackenzone gegen die Triaskalkberge ist eine tektonische Haupttrennungsfläche, welche zwei Bereiche von verschiedenem Baustil scheidet. Zum Teil wird sie durch eine senkrechte Bruchfläche bezeichnet (Johnsbachtal). Dagegen steht im Süden die Grauwackenzone mit dem kristallinen Grundgebirge der Seckauer Tauern in transgressivem, wenig gestörtem Verband.

In dem hier betrachteten Bereich der Grauwackenzone ist die ganze mächtige und mannigfaltige Reihe der Schichten zu einem einzigen Stoß gleichsinnig verflächender, übereinandergeschobener Schichtblätter und Linsen geschichtet und ausgeglättet, wobei mehrfache Wiederholungen derselben Schichten in verschiedenen Stockwerken und sehr wahrscheinlich auch innerhalb einer und derselben Schichtgruppe erfolgten. Nur untergeordnet ist durch spätere Bewegungsphasen diese Gleichförmigkeit der Lagerung durch beschränkte Auffaltungen gestört worden.

Es liegen keine Anzeichen dafür vor, daß jene Blätterstruktur aus liegenden Falten mit oder ohne ausgequetschtem Mittelschenkel hervorgegangen sei.

In die Blätterstruktur ist auch die beträchtliche Kalkmasse des Zeyritzkamplkammes einbezogen. Sie fällt gleichsinnig mit den darüber und darunterliegenden Grauwackenschiefern und Blasseneckgesteinen gegen N ab und keilt seitlich zwischen ihnen aus. Die Wildfeld-Reichensteinkalkplatte fällt gleich wie ihre Unterlage und wie die Zeyritzkamplkalke gegen N bzw. NO ab und wird auch durch Blasseneckgneis überlagert. Dies scheint mir dafür zu sprechen, daß auch sie sowie der Zeyritzkamplkalk der gleichen tektonischen Einheit angehört und nicht als ein höheres Stockwerk (oberostalpine Decke Kober's¹⁾ herausgehoben werden kann. Die Aufbiegung im Osten läßt sich in der oben angegebenen Weise deuten.

Die Entstehung einer derartigen Blätterstruktur wird durch die starke Beteiligung schieferiger Gesteine (Phyllit, Karbonschiefer, Grauwackenschiefer) sehr begünstigt, ist aber nicht allein in ihr begründet, denn auch große Schichtmächtigkeiten nichtschieferiger Gesteine nehmen an ihrem Aufbau teil: die Silur-Devonkalke, die Karbonkalke, die Porphyroide, welche ursprünglich massige Gesteine waren (und zum kleinen Teil auch noch sind) und erst durch die tektonischen Vorgänge schieferig wurden. Das gleiche gilt bis zu gewissem Grade auch für die mächtigen klastischen Ablagerungen unter dem Phyllit sowie für die Konglomerate des Graphitkarbons. Schließlich ist auch das Muttergestein der Grünschiefer erst bei der Gebirgsbildung zu Schiefem umgeformt worden.

Die Struktur der Grauwackenzone ist also in der Hauptsache eine dieser eigentümliche, weniger im Material als in der Art des Bewegungsvorganges und der Einordnung zwischen die anderen Bauelemente des Alpenkörpers begründete.

¹⁾ Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 88. Band, Seite 349.

Die massigen Gesteine wurden verschiefert, die ursprünglich schieferigen Gesteine erfuhren eine weitere Ausarbeitung ihrer Schieferstruktur. Als zugeordnete Teilbewegung im Gefüge beobachtet man eine starke para- bis postkristalline Deformation, welche die Eruptivgesteine in kristalline Schiefer (Porphyroide, Grünschiefer), die klastischen Basalgesteine der Phyllitgruppe zu Sericitquarziten und sericitischen Konglomeratschiefern umgewandelt hat. Der dabei neugebildete Mineralbestand entspricht den Druck- und Temperaturverhältnissen der oberen Erdrindenteile. Bei den Grünschiefern überdauert die Kristallisation die Deformierung. Bei manchen ruptuell deformierten Gesteinen sind Anzeichen einer späteren schwachen Kristallisationsphase zu bemerken. Die Kiesimprägation der Grünschiefer, die keiner Tektonisierung mehr unterlegen ist, ist vielleicht gleichaltrig damit.

Der Baustil der Ennstaler Kalkalpen ist im Gegensatz zur Struktur der Grauwackenzone durch großen Faltenwurf der flach übereinandergeschobenen Schubdecken¹⁾ und durch lange, steilstehende Verwerfungen mit Schollenversenkung gekennzeichnet. Letztere fehlen der Grauwackenzone des betrachteten Gebietes, mit Ausnahme der kleinen Querstörungen in den Karbonalken, gänzlich. Als Erzeugnisse der ohne kristalline Mobilisation erfolgten Deformation der Kalkalpengesteine sehen wir Mylonite weit verbreitet. Die Trennungslinie beider Gebirgstteile wird noch dadurch betont, daß die südlichen Ennstaler Kalkalpen NO—SW-Streichen, die Grauwackenzone NW—SO-Streichen der Schichten aufweisen.

Nachtrag. Erst während der Durchführung der Korrekturen erhielt ich Kenntnis von einer Mitteilung von A. Kieslinger „Zur Frage der Entstehung einiger alpiner Talklagerstätten“, Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., Stuttgart 1923, Heft 15, welcher ebenfalls die Auffassung vertritt, die Talkbildung in dem Vorkommen bei Mautern (und anderen alpinen Orten) mit den tektonischen Vorgängen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen, dem Talk als schieferholdem Mineral eine ähnliche Entstehung zuzuschreiben wie dem Serizit in anderen Tektoniten. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, daß der Serizit in verschieferten Porphyren, Graniten u. dgl. sich aus dem Mineralbestand der Muttergesteine durch Metamorphose ableiten läßt, während beim Talk von Mautern dies nicht in gleicher Weise mit dem Graphitschiefer möglich ist, sondern eine Zufuhr von Magnesia angenommen werden muß, wie dies ja auch Redlich und Cornu tun.

¹⁾ Ampferer, Jahrbuch der geologischen Staatsanstalt 1921, Seite 117.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitende Übersicht	1
A. Gesteinsgruppen:	
1. Quarzphyllit und sein Grundkonglomerat Rannackkonglomerat (4) Feinklastische Gesteine (4), Granitrand (8)	1
2. Graphitführendes Karbon Grünschiefer (10) Erzimprägation (12)	9
3. Blasseneckserie	13
4. Gruppe der feinschichtigen, quarzitischen Grauwackenschiefer Hornblendediabas (15)	14
5. Erzführender Kalk Rohwand (18)	16
B. Lagerungsverhältnisse	18
Leimser Karbonzüge (19), Gneiszug Leims-Frauengraben (19), Phyllitzone südlich der Liesing (23), Karbonzone nördlich der Liesing (24), Talkbergbau Mautern (25), Zone der Blasseneckserie und Grauwackenschiefer (27), Zone des erzführenden Kalks (29),	
Schluß (Baustil der tektonischen Zonen)	32

Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

(1. Fortsetzung.)

Von **Otto Ampferer.**

Mit 24 Zeichnungen.

In der Ausgangsarbeit — Jahrbuch 1923 — wurde unter anderem eine Gruppe von alpinen Banformen mit Hilfe der Annahme erklärt, daß Schubmassen über eine Schwelle in einen Senkraum geschoben wurden.

Mit dieser Annahme einer glatten Überschiebung, vielleicht auch Abgleitung, kann man eine Reihe von Formen gut verständlich machen, für eine andere Reihe von tektonischen Gebilden erscheint dieselbe jedoch nicht ausreichend, sondern erfordert noch eine wesentliche Ergänzung.

Diese Ergänzung besteht nun darin, daß man statt einer einfachen, glatten Überschiebungsbahn, eine unregelmäßige, rauhe in die Betrachtung einführt.

Wie im folgenden gezeigt werden soll, läßt sich damit der Erklärungsbereich außerordentlich erweitern.

Mit der Gegenüberstellung von glatter und rauher Schubbahn soll dabei nicht der Unterschied zwischen glatteren und rauheren Schichtflächen, sondern der Gegensatz zwischen einer von der Erosion noch nicht und einer bereits davon bearbeiteten Fläche betont werden.

Die zweite Art von Überschiebungen kann man auch einfach als „Reliefüberschiebungen“ bezeichnen.

Wenn eine Schubmasse mit der entsprechenden Gewalt über ein Relief hingeschoben wird, so haben wir sowohl an dem Relief als auch an der Schubmasse erhebliche mechanische Veränderungen zu erwarten, die natürlich in einer bestimmten Abhängigkeit von der Eigenart des Reliefs und der Schubmasse stehen.

Ich setze voraus, daß es sich dabei zunächst nicht um ein Hochgebirgsrelief sondern nur vielleicht um Mittelgebirgs- oder noch niedrigere Formen handelt und daß weiter die darüber gehende Schubmasse etwa von einer Zusammensetzung sei, wie sie in den nördlichen Kalkalpen häufig ist, also eine Schichtserie von den Werfener Schichten bis zur unteren Kreide.

Auch die Schichtfolge des Grundreliefs möge ungefähr dieselbe stratigraphische Spannweite besitzen, wenn auch vielleicht in einer anderen faziellen Ausbildung, obwohl dies für den Gang unserer Überlegungen ziemlich unwesentlich bleibt.

Das vorliegende Grundrelief wird durch den Anschub der heranwandernden Schubmassen zu einer einfachen Falte, also zu einem Gewölbe und einer anschließenden Mulde verbogen.

Diese einfache Falte bildet die Grundform, mit deren Ausgestaltung wir uns nun weiter zu beschäftigen haben.

Dieses Grundgewölbe sei von einfacher weiter Wölbung und besitze eine oder mehrere Erosionskerben.

Es wird nun bei der Überschiebung zunächst von Wichtigkeit sein, in welcher Richtung diese Kerben zu der Richtung der Überschiebung stehen.

Verlaufen dieselben parallel zu der Schubrichtung, so werden sie je nach ihrer Größe einen verschiedenen Einfluß ausüben.

Kleine parallele Furchen dürften einer Überschiebung keine wesentlichen Hindernisse bereiten, sie wirken auf dieselbe etwa wie Geleise oder Führungsrillen ein.

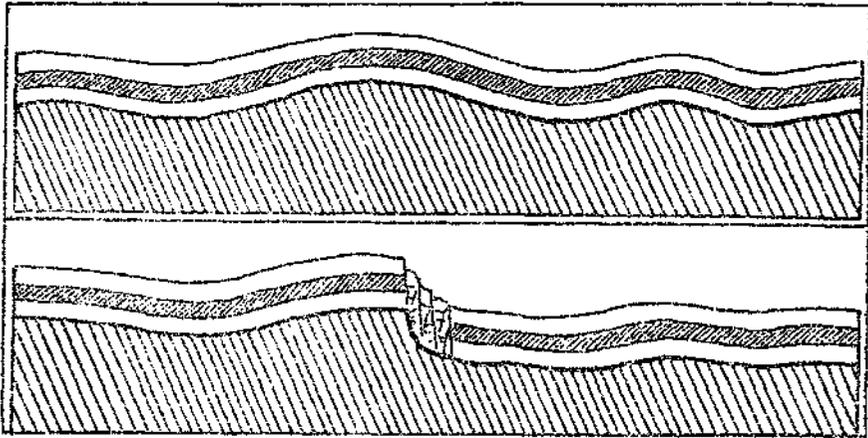


Fig. 1. Das Grundrelief ist schraffiert. Die Bewegung der Hangendschubmasse erfolgt senkrecht zur Bildebene. Im oberen Fall wird durch das Grundrelief in der Hangendschubmasse ruhige Faltung, im unteren eine Verwerfung erzwungen.

Dies gilt nur solange, als sich die Richtungen der Furchen mit der Richtung der Schubmasse vollständig decken.

Verlaufen die Furchen aber schräg zur Schubbahn, so tritt sogleich „Feilwirkung“ auf und es wird zu einer Ausfüllung der Furchen mit „Feilgut“ kommen, das im allgemeinen der untersten Lage der Schubmasse entnommen wird.

Durch diese Ausfüllung der Furchen mit Feilgut wird wieder eine ziemlich glatte Schubfläche hergestellt, über die hinweg nun die Schubmasse ungehindert den Weiterweg nehmen kann. Sind die Furchen aber nicht schmal, sondern z. B. im Verhältnis zu der Dicke der Schubmasse von beträchtlicher Weite und Tiefe, so tritt auch bei Parallellage der Richtungen eine den Furchen folgende Verbiegung der Schubmasse ein.

Es kann dann durch ein Grundrelief eine scheinbare Faltung der Hangendschubmasse erzwungen werden, welche von einer Pressungsfaltung jedoch grundverschieden ist.

Die Verbiegungsachsen — Fig. 1 — laufen in diesem Falle mit den Furchen des Grundreliefs und der Bewegungsrichtung parallel.

Erfolgt die Aufschiebung schräg zu der Furchenrichtung, so kann es sowohl zu Abteilungen wie auch zum Faltenwerfen kommen.

Während aber bei der Parallellage die Faltenachsen auch im Fortlauf der Überschiebung dieselben bleiben oder, mit anderen Worten, die Mulden als Mulden, die Sättel als Sättel weitergebildet werden, müssen bei der Schräglage die Mulden und Sättel fortlaufend ihre Rolle wechseln.

Es entsteht dadurch, wenigstens solange als die Furchen noch nicht ausgefüllt sind, ein unruhiges Auf- und Abwogen der Hangendschubmasse, was sich gewiß in einer durchgreifenden Zerrüttung und Zerschollung der Gesteinsmassen ausdrücken muß.

Während die Parallellage von Grundfurchen auf die Überschiebung durch Steigerung der Reibung ziemlich gleichmäßig einwirkt, kommt es bei einer Schräglage unbedingt zu einer ungleichen Reibung und damit auch zu einer ungleichen Verzögerung der Gleitbewegung.

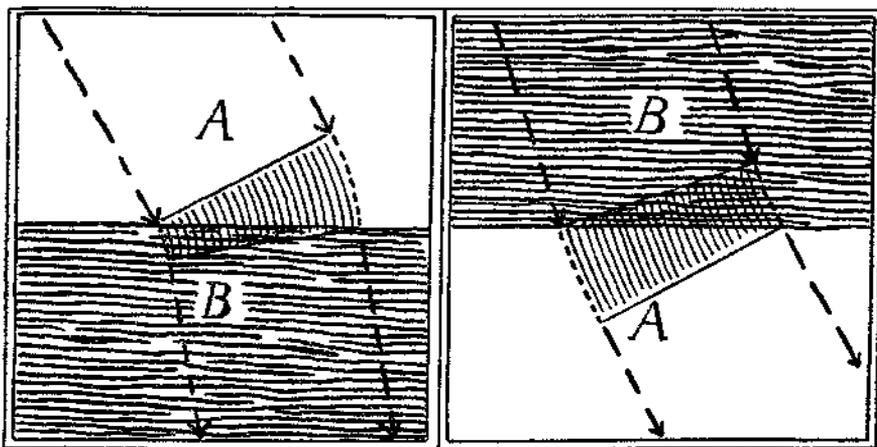


Fig. 2 A = glatte Grundfläche, B = furchige Grundfläche. Links Beugung der Bewegungsstrahlen beim Übergang von der glatten auf die furchige Fläche zum Lot, rechts beim Übergang von der furchigen auf die glatte Fläche vom Lot.

Damit stehen wir vor einer tektonisch sehr wichtigen Erscheinung, die man als „Brechung oder Beugung der Bewegungsrichtung“ bezeichnen kann.

Setzt man statt Lichtstrahlen Bewegungsstrahlen ein, so ist die Analogie mit der Optik eine überraschende.

Stoßen z. B., wie Fig. 2 angibt, parallele Bewegungsstrahlen schräg auf ein Furchenfeld, so wird der linke Strahl zuerst gehemmt. Diese Hemmung tritt gegen rechts immer später ein, was zur Folge hat, daß diese Strahlen eine Weile leichter und rascher vorwärts dringen.

Die Wirkung wird, sofern nicht eine Zerreißen der Gleitmasse eintritt, in einer Abschwenkung gegen links, also einer Strahlenbeugung zum Lot bestehen.

Wenn umgekehrt eine Gleitmasse aus einem Furchenfeld schräg auf eine glatte Schichtfläche austritt, so wird, wie Fig. 2 zeigt, gerade umgekehrt unter günstigen Verhältnissen eine Brechung vom Lot die Folgeerscheinung sein.

Es ist naheliegend, daß sich eine derartige Abschwenkung von der ursprünglichen Bewegungsrichtung bei einer schmälere Gleitmasse

viel leichter und ungestörter vollziehen kann als etwa bei einer sehr breiten und beim Gleiten leichter als beim Schieben.

Im letzteren Falle kann die Hemmung durch die beiderseits benachbarten und nicht gleich abgelenkten Massen eine so starke sein, daß die Schwenkung der Mittelmasse teilweise oder ganz unterdrückt wird.

Es ist aber auch möglich, daß eine Zerreißung der breiten, ursprünglich einheitlichen Schubmasse stattfindet und der abschwenkende Teil zum Beispiel teilweise auf einen benachbarten, nicht schwenkenden Teil aufgeschoben wird.

Damit stehen wir wieder vor einer tektonisch wichtigen Erscheinung, nämlich der Zerspaltung von ursprünglich einheitlichen Schubmassen infolge der Einwirkung eines überfahrenen Grundreliefs.

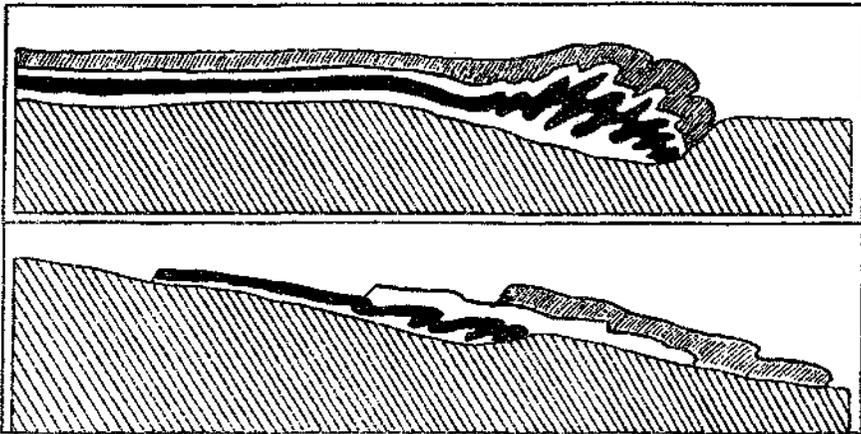


Fig. 3. Das Grundrelief ist schraffiert. Die Bewegung der Schubmassen erfolgt von links gegen rechts. Im oberen Fall staut sich die ganze Schubmasse an der Kerbe. Im unteren staut sich nur der Liegendteil an der Kerbe und die Hangendteile überschreiten dieselbe in freier Gleitung.

Auf diesem Gebiete sind die Erfahrungen, welche uns durch die Bewegungen von großen Eismassen vermittelt werden, in vieler Hinsicht auch für die Mechanik von bewegten Gesteinmassen lehrreich. Dabei darf man allerdings nicht vergessen, daß die Mächtigkeiten der Schubmassen gegenüber dem von ihnen überschrittenen Relief ganz andere waren als etwa die Mächtigkeiten der größten diluvialen Eisströme der Alpen gegenüber diesem Hochgebirgsrelief.

Hier ist ein Vergleich mit dem nordischen Inlandeis sicherlich weit zutreffender.

Durch die mächtig gesteigerte Reibung an einem Grundrelief ist es bei entsprechendem Bau der darüber wandernden Schubmasse sehr gut möglich, daß eine durchgreifende Zerteilung durch eine neu einreißende Schubfläche statthat, welche die liegenden zurückbleibenden Teile von den hangenden, weniger gehemmten Teilen trennt.

Diese Erscheinung erfordert indessen noch eine genauere Beleuchtung.

Haben wir, wie Fig. 3 lehrt, z. B. eine Schubmasse vor uns, die von der Rückseite her gleichmäßig in ihrer ganzen Masse vorgeschoben wird, so kann es trotz der großen Bodenreibung nicht zu

einer solchen Zerlegung und zu einem Zurückbleiben der unteren Teile in großem Stile kommen.

Es wird infolge der großen Reibung die Gesamtbewegung der ganzen Masse verzögert, eventuell sogar zum Stillstand gebracht werden.

Dagegen ist eine solche Zerlegung z. B. bei einer im Schweregefälle frei gleitenden Schubmasse ohne weiteres möglich.

Es ist also eine solche Zerlegung nur bei abfallender Bahn möglich, nicht aber bei ebener oder ansteigender.

Dabei ist von vornherein die Annahme festgehalten, daß es sich um eine einzelne Schubmasse handelt, nicht aber etwa um mehrere übereinander hin gleitende Massen.

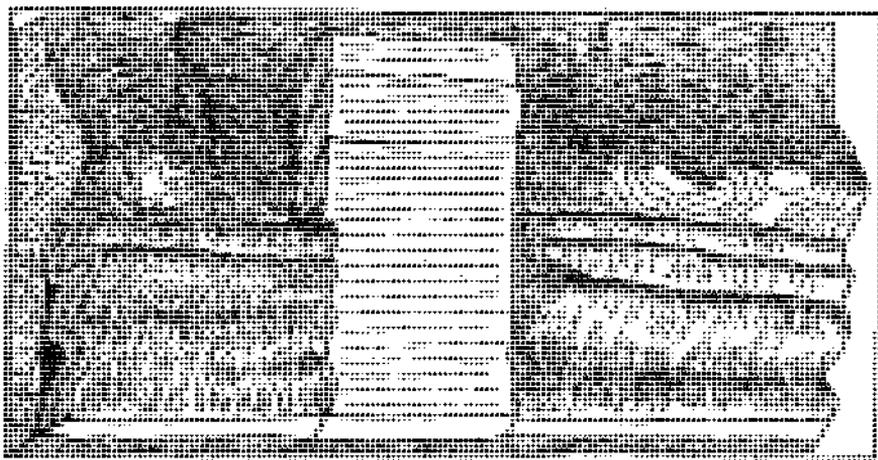


Fig. 4. Zerlegung einer einheitlichen Schubmasse durch Stauung der Seitenteile an Erhebungen des Grundreliefs. Die Bewegung der Hangendschubmasse erfolgt von unten gegen oben.

Wenn es sich also, wie vorausgesetzt, nur um eine über ein Relief wandernde Schubmasse handelt, so zeigt uns eine durchgreifende Zerlegung in eine zurückbleibende liegende und eine vorgehende hangende Schubmasse das Eingreifen von freier Gleitbewegung in einem Schweregefälle an.

Etwas entfernt Ähnliches kann auch entstehen, wenn z. B. eine erste Schubmasse infolge von zu großer Reibung oder aus anderen Gründen stecken bleibt und nun eine neue zweite oder der abgespaltene hintere Teil der ersten sich darüber hin in Bewegung gesetzt hat.

Diese beiden Fälle sind aber von dem früher beschriebenen insofern leicht zu unterscheiden, als es sich hier um eine Übereinanderschichtung von zwei Schichtserien, dort jedoch nur um die Zerlegung einer einzigen Serie handelt.

Endlich ist auch noch der Fall zu erwägen, daß eine untere Schichtmasse durch eine darübergehende höhere so beeinflusst wird, daß ihre hangenden Teile mitgeschleppt werden, während die liegenden zurückbleiben.

Dieser Fall ist gewiß gar nicht selten vorhanden und er soll bei den Einwirkungen auf das Grundrelief noch genauer besprochen werden.

Wir halten hier also das Ergebnis fest, daß die durchgreifende Zerlegung einer einheitlichen Schubmasse durch eine zur Bahnfläche mehr minder parallele Schubfläche unter Umständen sehr wichtige Aussagen über Freibeweglichkeit und ehemaliges Bahngefälle in sich bergen kann. Außer einer Zerlegung durch Schubflächen, die ungefähr parallel zur Bahnfläche eingreifen, können, wie wir bereits erkannt haben, auch dazu senkrechtstehende Flächen neu gebildet werden.

Es tritt dies z. B. bei gewissen Abschwenkungen ein. Wenn eine breite Schubmasse ein von der Erosion schon kräftig zerschnittenes Gewölbe überschreitet, so kann durch eine entsprechende Verteilung von tieferen Kerben gleichsam ein Kamm gebildet werden, dessen Zähne die Schubmassen zurückhalten, während seine Lücken ihren Vormarsch gestatten.

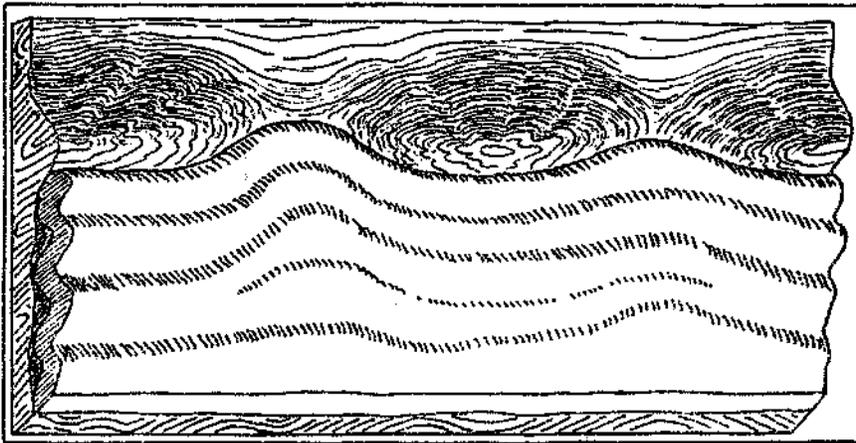


Fig. 5. Faltung der Hangendschubmasse bei ungleicher Hemmung durch das Grundrelief. Die Bewegung der Hangendschubmasse erfolgt von unten gegen oben.

Zur Verwirklichung dieses Vorganges sind vor allem sehr breite und tiefe Kerben nötig, welche dann ähnlich wie offene Schließentore wirken.

Wie Fig. 4 veranschaulichen soll, ergibt sich hier eine streifenweise Zerlegung der großen Schubmasse längs ungefähr vertikaler Schubflächen. Hier sind übrigens viele Möglichkeiten zu Abweichungen eröffnet, zu denen schließlich auch der Grenzfall gehört, wo es zu keinen Zerreißungen, sondern nur noch zu Verbiegungen mit horizontalen Achsen (Fig. 5) kommt. Solche Formen müssen natürlich streng von ähnlichen Gebilden einer Querfaltung unterschieden werden.

Wir haben bisher erst ein mit der Schubrichtung paralleles und ein dazu schräges Furchenfeld untersucht und gehen nun zur Betrachtung eines dazu senkrechten über.

Sind die Furchen, welche hier der Schubbewegung hegegnen, sehr flach, so werden sie diese Bewegung nicht wesentlich behindern.

Dabei spielt die Form der Kerben eine große Rolle. Ist der der anrückenden Schubmasse nähere Kerbenhang steiler als der gegenüberliegende, so wird dies der Schubbewegung weniger hemmend sein als der umgekehrte Fall (Fig. 6).

In beiden Fällen ist die Abscherung, beziehungsweise Hereinstauung von basalen Schubmassen vielleicht bis zur Ausfüllung der Kerbe sehr wahrscheinlich.

Die innere Struktur dieser Füllmassen wird in den beiden eben getrennten Fällen insofern eine verschiedene sein, als in dem ersten Fall hinter der steilen Kerbenwand eine „Schonzone“, im zweiten Fall vor der steilen Kerbenwand eine „Schoppungszone“ gebildet wird.

Beide Fälle ermöglichen unter günstigen Umständen eine sichere Ableseung der erzeugenden Schubrichtung.

Eine querlaufende Furche kann bei entsprechender Form die darübergehende Schubbewegung derart hemmen, daß die seitlich benachbarten und davon nicht mehr betroffenen Teile der Schubmasse einen Vorsprung erlangen können.

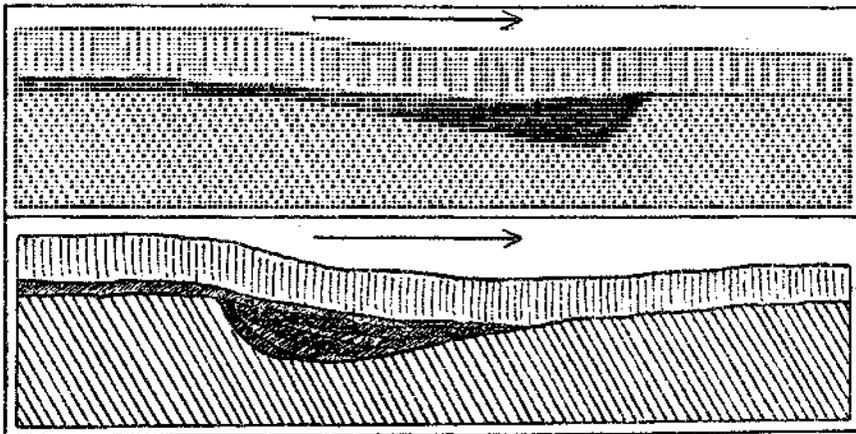


Fig. 6. Im oberen Fall erfolgt die Ausstopfung einer Kerbe durch Anschoppung von Basalmaterial vor der Steilwand einer Kerbe, im unteren durch Anhäufung hinter der Steilwand einer Kerbe.

Dabei ist es wahrscheinlich, daß der Streifen hinter einer solchen Sperrkerbe in Falten gestaut wird, während die seitlichen Teile der Schubmasse ungefalted bleiben.

Wir haben bisher entweder einzelne oder doch unter sich parallele Kerben der Untersuchung vorgelegt.

Es bleibt nun zu bedenken, welche Wirkungen von kon- oder divergierenden Kerben zu gewärtigen sind.

Eine stärkere Einwirkung ist hier vor allem von Kerben voraussehen, welche sich ungefähr in der Bewegungsrichtung vereinigen oder trennen.

Gerät eine vorrückende Schubmasse z. B. in den Bereich von zwei konvergierenden Furchen, so kann dies unter zuträglichen Umständen zur Bildung einer Wölbung oder doch einer Runzelung (Fig. 7) führen.

Im entgegengesetzten Fall, also bei einer Divergenz von Kerben (Fig. 8) kann eine entsprechende Zerreißung eingeleitet werden.

Diese und ähnliche Einwirkungen von verschiedenen gerichteten Kerben auf eine darübergehende Schubmasse brauchen keine dauernden zu

bleiben, sondern können im weiteren Verlauf der Überschiebung wesentlich verändert oder auch ganz ausgelöscht werden.

So kann z. B. eine Abschwenkung gegen links durch eine neue Furchenschar wieder nach rechts, also in die ursprüngliche Richtung zurückgewiesen werden oder es kann eine Querfaltung durch eine entgegengerichtete Zerrung wieder ausgeglättet werden.

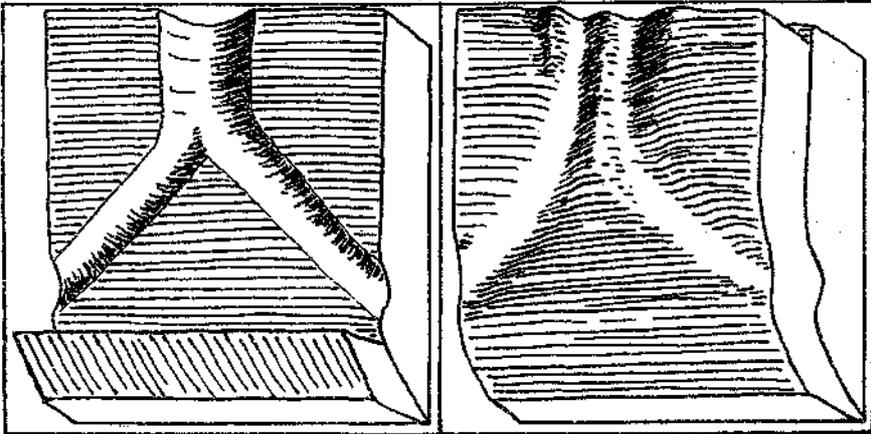


Fig. 7. Wirkung einer konvergierenden Furche des Grundreliefs auf eine Hangend-schubmasse. Die Überschiebung erfolgt von unten gegen oben.

Im allgemeinen wird jedoch weder die Zahl der Kerben so groß noch auch ihre Anordnung gerade so sein, daß solche vollkommene Umkehrungen oder Auslöschungen zustande kommen könnten. Immerhin

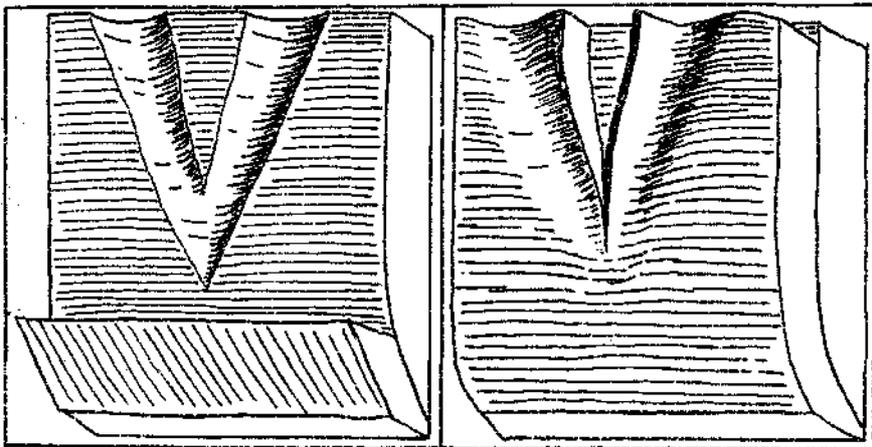


Fig. 8. Wirkung einer divergierenden Furche des Grundreliefs auf eine Hangend-schubmasse. Die Überschiebung erfolgt von unten gegen oben.

ist aber mit ihrer Möglichkeit zu rechnen. Dieser großen Veränderlichkeit der Wirkungen auf die Struktur der bewegten Schubmasse steht eine geringere Veränderlichkeit der Umgestaltungen des Grundreliefs gegenüber, mit der wir uns nun noch näher abgeben wollen.

Es ist auch hier wieder sinngemäß, die Richtungen der Kerben im Verhältnis zur Schubbewegung für eine rasche Übersicht als Leitfaden zu benutzen.

Bei einer Parallelschaltung von Kerben wird die Einwirkung der Schubmasse auf den Untergrund insoweit von Bedeutung sein, als es hier im allgemeinen nicht zu einer schützenden Ausfüllung der Kerben, sondern vielmehr zu einer fortlaufenden Ausschleifung derselben sowie einer starken Abnützung der dazwischenliegenden Rücken oder Kämme kommt.

Bei einer Schrägschaltung tritt schon die Einfüllung mit „Feilspänen“ ins Spiel und damit auch eine Scheidung des Untergrundes in geschonte und abgenützte Gebiete.

Es ist dies, wenn auch in viel größeren Dimensionen, doch ein wesentlich ähnlicher Vorgang wie bei der Einwirkung der Gletscher auf ihren Felsgrund. Man kann auch hier mit gutem Grund von einem typischen „Schleifbild“ und von einer „Schleiflandschaft“ reden, nur ist dieselbe wohl kaum irgendwo mehr restlos erhalten und infolge ihrer gewaltigen Dimensionen auch nicht so leicht zu überschauen.

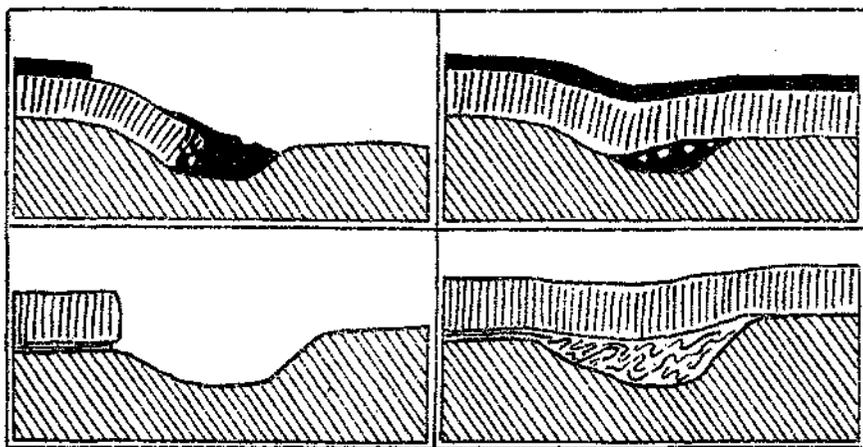


Fig. 9. Im oberen Fall Ausstopfung einer Kerbe durch abgerutschtes Hängendmaterial einer Schubmasse, im unteren Fall durch angeschopptes Liegendmaterial. Die Bewegung der Schubmassen erfolgt von links gegen rechts.

Bei einem senkrechten Verlauf der Kerben zur Marschrichtung der Schubmasse hebt sich die „Füll- und Schonwirkung“ natürlich am klarsten hervor.

Es ist ja übrigens gewiß nur einer solchen tektonischen Ausfüllung von alten Kerben mit Feilspänen zu verdanken, wenn uns, wie wir später sehen werden, auch heute noch solche uralte Erosionszeugnisse erhalten geblieben sind.

Die Möglichkeiten, mit denen eine vorrückende Schubmasse eine Querkerbe überwinden kann, sind ziemlich mannigfach und hängen sehr vom Formdetail der Kerbe und der Innenstruktur der Schubmasse ab.

Es sollen hier nur einige ausgezeichnete Fälle zu einer schematischen Darstellung (Fig. 9) gelangen.

Ist die Quersfurche für die Ausmaße der vorrückenden Schubmasse entsprechend breit und tief, so kann der Fall verwirklicht werden, daß die vorderen Teile der Schubmasse in die Furche hineinsinken, hier eine Weile festgehalten werden und so eine Stimmfalte aufgestülpt wird.

Es setzt dies in erster Linie ein genügend fein geschichtetes und gut biegsames Material in der hangenden Schubmasse voraus.

Besteht dieselbe aber z. B. aus einer ungeschichteten spröderen Gesteinsmasse, so wird sich statt einer Falte eher eine keilförmige Abspaltung entwickeln. Werden hinwieder etwa die liegenden Teile der Schubmasse aus plastischen, leicht verschiebbaren Massen zusammengesetzt, so ist es wahrscheinlich, daß sich dieselben in der Kerbe ausammeln und so eine Ausfüllung derselben bewirken. Bei diesem letzteren Vorgange ist die Möglichkeit zu Gesteinsvermischungen in ziemlichem Ausmaße gegeben.

Eine solche Vermischungszone hat hier zwei Bezugsquellen, und zwar einerseits Gesteinsmassen und Trümmer aus dem Leib der Schubmasse, andererseits solche aus dem Grundrelief.

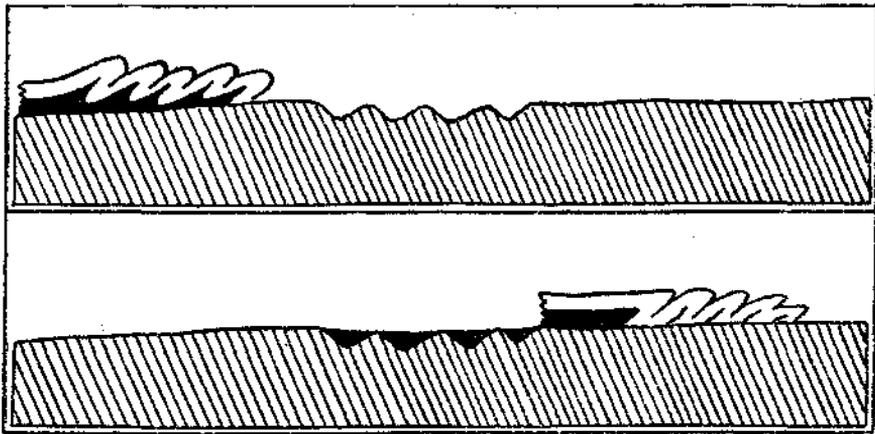


Fig. 10. Abheilung einer Hangendschubmasse an Grundkerben und Ausstopfung derselben mit Feilgut. Die Bewegung der Schubmasse erfolgt von links gegen rechts.

Während die ersten z. B. bei unseren nordalpinen Verhältnissen vor allem den Werfener Schichten, dem Haselgebirge, kurz der unteren Trias entstammen, werden die zweiten in der Hauptsache den jüngsten Schichten, also der Kreide oder dem Jura angehören.

So entstehen recht merkwürdige Mischungen, charakterisiert durch ein Vorherrschen der beiderseitigen Endglieder unserer Schichtreihe bei einem gleichzeitigen Zurücktreten der mittleren Glieder.

Nicht selten gesellen sich dazu noch exotische Schollen, die, an der Basis der Schubmasse von einer entfernten Lagerstätte hergeschleppt, endlich in einer Kerbe ihre Ruhestätte gefunden haben.

Es ist begreiflich, daß solche Stellen im Gebirge eine Buntheit und Fremdartigkeit, eine Regellosigkeit zur Schau tragen, welche mit dem einfachen Begriffsinventar der älteren Tektonik nicht zu entziffern war.

Sind die Querschnitte, welche von der Schubmasse zu überschreiten sind, geräumig und steilwandig, so liegt die Möglichkeit für eine ausgiebige Abscherung vor.

Ich habe in der Ausgangsarbeit — Jahrbuch 1923 — einen solchen Fall, die Abscherung einer Mulde, wie er etwa bei der „Kaisergebirgsdecke“ verwirklicht ist, gezeichnet und beschrieben.

Es ist weiter möglich, daß in einer genügend breiten Kerbe oder in einem Furchenfeld sich mehr als eine Falte anstaut und endlich abgeschert wird. Daraus würde sich dann etwa eine Form von gefalteter Schubdecke ergeben, wie sie in Fig. 10 schematisch angedeutet ist.

Mit solchen Formen ist in der Tektonik schon häufig gerechnet worden, zumeist jedoch ohne irgendeine Rechenschaft über den Wegfall und Verbleib solcher basaler Bestandteile.

Ich habe die hiergehörigen Erscheinungen als „Abschrägungen“ zusammengefaßt und dieselben für Anzeichen von ausgedehnten Überschiebungen genommen. Solche Abschrägungen finden nun nicht bloß in der Bewegungsrichtung einer Schubmasse, sondern auch senkrecht zu derselben statt.

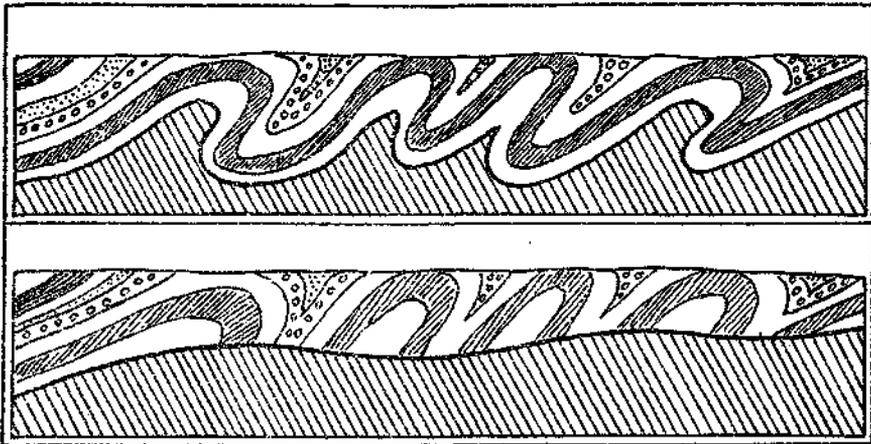


Fig. 11. Das Grundrelief ist schraffiert. Im oberen Fall ist die Schubbahn mit der Hangendschubmasse verfaltet, im unteren Fall schneidet die Faltenstruktur der Schubmasse an der Schubbahn ab. Nur der untere Fall ist noch weiter schubfähig.

Bis zu einem gewissen Grade ist überhaupt das Auftreten einer gefalteten Schubmasse auf einer annähernd ebenen oder wenig gebogenen Schubfläche nur mit Hilfe von Abschrägungen erklärbar.

Wie Fig. 11 zeigt, könnte ja eine lebhafter gefaltete Schubmasse ohne Abschrägungen nur auf einer gleichsinnig damit verbogenen Schubfläche liegen, und dies würde automatisch ihre Bewegung zur Unmöglichkeit machen.

So folgt mit Notwendigkeit, daß unter einer kräftig gefalteten Schubmasse eine wenigstens in der Bewegungsrichtung weit weniger gekrümmte Schubfläche liegt, was nur mit Hilfe von entsprechenden Abschrägungen ausführbar ist.

Dabei wird eine eventuelle spätere, gemeinsame Verfaltung von Schubmasse und Schubfläche hier als Erklärung gar nicht in Betracht gezogen.

Die ebenso interessante wie tektonisch wichtige Frage, bei welcher Verkrümmung eine Schubmasse von bestimmten Dimensionen und Eigenschaften eine Schubfläche noch ohne Abscherungen befahren könne, ist bisher weder experimentell, noch auch mathematisch zu einer Lösung gediehen.

Wie ich in der Zeitschrift für Gletscherkunde — B. IX., 1915 — gezeigt habe, ist diese Frage auch für die Lehre der Eiserosion von entscheidender Bedeutung.

Als Erklärung für Abschrägungen kommt natürlich neben der Abscherung in geeigneten Kerben des Untergrundes auch eine Abschleifung und Abnützung infolge der Grundreibung überhaupt in Betracht. Obwohl auch hier keine aufklärenden Versuche zu meiner Kenntnis gelangt sind, so möchte ich doch dem Betrag einer solchen Abnützung vorläufig noch keine tektonische Bedeutung zumessen.

Wie schon erwähnt, begegnet man neben den Abschrägungen oder Abhobelungen in der Schubrichtung nicht selten auch solchen senkrecht dazu. Sie geben sich als ein schräges Ausfallen von Schichtgliedern oder Schichtmassen in der Streichungsrichtung zu erkennen und sind unschwer von den Bildern von Transgressionen zu trennen.

Am ganzen Südrande der nördlichen Kalkalpen können sie als eine häufige Erscheinung beobachtet werden.

Ihre Erklärung bietet von unserer Grundlage aus keine Schwierigkeit sondern ist im Gegenteil, da ja die Kerben sehr wahrscheinlich eine größere Längs- als Querstreckung besessen haben, damit schon gegeben.

Ist die Längserstreckung senkrecht zum Vormarsch, so erfolgt eine eventuell eingreifende Abschrägung parallel zu einem durch die Kerbe erzwungenen Faltenwurf. Dies gilt aber nur solange, als die Kerbe ungefähr denselben Querschnitt behält. Verschmälert sich der Querschnitt, so nimmt auch die Abschrägung ab. So werden wir also statt einer gleichmäßigen Abschrägung eine ungleichmäßige haben.

Dies wird sogar in der Regel der Fall sein, weil aller Voraussicht nach die Kerben eine unregelmäßige Gestalt besitzen.

Zu den Einwirkungen einer vorrückenden Schubmasse auf ein Grundrelief werden weiter in geeigneten Fällen auch Verschiebungen, Umstürzungen, Abbröckelungen, Verdrehungen von einzelnen durch die Erosion isolierten Schollen sowie auch mannigfaltige Runzelungen und Faltungen einzelner Schichtstreifen gehören.

Es liegen hier viele interessante Einzelgebilde vor, deren Eigenarten jeweils engstens mit lokalen Besonderheiten verbunden und nur mit deren Kenntnis restlos aufzuklären sind. Die Verschiebungen . . . sowie die Faltungen dieser Art werden vor allem durch eine streng lokale Begrenztheit charakterisiert.

Die Verschiebungen umfassen relativ kleine Schollen und die „Schleppfaltungen“ klingen trotz großer Lebhaftigkeit sehr rasch aus.

Sie sind zum Teil unter der Bezeichnung „Gipfelfaltungen“ schon vielfach erwähnt und beschrieben worden.

Mit dieser gedrängten Übersicht will ich die Beschreibung der Umgestaltungen im Wölbungsgebiete des Grundreliefs beschließen und nun noch einige Lichter auf die anschließende Muldenzone zu werfen versuchen. Hier sind gleich zwei verschiedene Grundbedingungen auseinander zu halten.

Entweder ist die Bildung von Gewölbe und Mulde erst nach dem Eingreifen der Erosion erfolgt oder die Verbiegung ist das ältere und war eben der Anlaß zum Eingreifen der Erosion.

Gilt der erste Fall, so haben wir im Bereiche von Sattel und Mulde so ziemlich denselben Schichtbesitz und auch ähnliche Erosionseinschnitte zu erwarten, gilt dagegen der zweite Fall, so wird das Gebiet von Sattel und Mulde sowohl durch verschiedenen Schichtreichtum als auch durch verschiedene Erosionswirkungen ausgezeichnet sein.

Der erste Fall ist von keinem besonderen Interesse und ist bereits durch eine sinngemäße Anwendung unserer Ableitungen für das Gewölbe zu erledigen.

Um so interessanter ist der zweite Fall, weil er unsere Einsicht unter günstigen Umständen besonders über die Zeitverhältnisse der Überschiebungen wesentlich ergänzen kann.

Macht man also die Voraussetzung, daß die Aufwölbung samt der daranschließenden Einmündung erst die Arbeit der Erosion ermöglicht hat, so kann einem Gebiet der Abtragung ein Gebiet der Aufschüttung gegenüberstehen.

Das ist keine Notwendigkeit, sondern der für unsere Untersuchung geeignetste Fall. In diesem ausgezeichneten Falle bestehen zwischen der Bildung der Kerben im Bereiche der Aufwölbung und der Sedimentation im Bereiche der Einmündung innige Wechselbeziehungen. War der Schichtbesitz auch vor der Faltung in beiden Bereichen derselbe, so wird nun der eine Teil auf Kosten des anderen vermehrt. Aus den abgetragenen Gesteinsmassen der Wölbung können sich neue Schichten in der Mulde bilden, welche bei nicht allzulangen Transportwegen ihre Gesteinsverwandtschaften zu bewahren vermögen.

Erfolgt nun über ein solches Gebiet hinweg eine große Überschiebung, so können uns einerseits die Kerben Bestandteile dieser Schubmasse aufbewahren, andererseits können wieder durch Reste derselben Schubmasse in dem Muldengebiet die jüngsten Schichtglieder vor der Zerstörung geschützt werden.

Wir haben also zwei wichtige Funktionen, die sich gegenseitig ergänzen, nämlich auf dem alten Grundgewölbe durch „tektonische Ausstopfung“ die Erhaltung von alten Erosionsformen, in der Grundmulde dagegen durch Bedeckung mit der Schubmasse die Aufbewahrung der vollen Sedimentfolge.

Eine derartige „Schirmwirkung“ der Schubmassen ist übrigens eine weltweit verbreitete Erscheinung.

Damit gehe ich zu einigen Anwendungen über, und zwar will ich mit dem also vermehrten tektonischen Werkzeug nun gewisse Formengruppen der nördlichen Kalkalpen auf ihre Mechanik hin untersuchen.

Ihr Aufbau aus mehreren übereinander geschobenen Schubmassen (nicht Liegfalten!) ist heute im wesentlichen aufgeklärt, wenn auch über das Detail der Abgrenzung der einzelnen Schubkörper noch Unsicherheiten vorhanden sind, deren Beseitigung durch die Neuaufnahmen bevorsteht.

Bei einer Musterung der Schubmassen, welche am Südrande unserer Kalkalpen austreichen, fällt eine öfter wiederkehrende Form auf, ein mächtiges Gewölbe, das in einer oder mehreren Furchen Reste viel älterer Schichten trägt.

Es handelt sich um das in der Einleitung ausführlich beschriebene Grundgewölbe mit seinen alten Einkerbungen.

Wenn wir unsere Musterung im Westen beginnen, so tritt uns diese Form am Stanserjoch bei Schwaz in Nordtirol zuerst in voller Deutlichkeit entgegen.

Hier hat schon Adolf Pichler, vielleicht als Erster, im Jahre 1863 die Überschiebung unzweideutig erkannt und mit Einsicht beschrieben.

Bei der Aufnahme des Karwendelgebirges durch Rothpletz und seine Mitarbeiter wurde dieselbe durch erfundene Verwerfungen verunstaltet, was endlich in den Jahren 1901—1902 bei der Neuaufnahme durch den Verfasser wieder berichtigt worden ist. Ich kam damals zwar zu einer klaren Erkenntnis der großen „Karwendelüberschiebung“, ohne indessen die volle Bedeutung der großartigen Aufschlüsse des Stanserjochs zu verstehen.

Die geologische Beschreibung des Stanserjochs liegt in unserem Jahrbuch 1903, Seite 201—207, die zugehörige Karte bildet Blatt „Innsbruck—Achensee“, das leider durch den ungeschickten, viel zu breiten Aufdruck der Störungslinien um die Feinheit seines tektonischen Bildes gebracht wird.

Das Wetterstein K+D-Gewölbe des Stanserjochs ist ähnlich wie ein Gletscherschliff durch die hangende Grundmoräne, so durch die hangende Schubmasse vor der Zerstörung bewahrt geblieben und zeigt uns über der Waldgrenze in der klarsten Weise eine uralte Erosionsfurche, die mit hineingestautem Buntsandstein, Rauchwacken und Reichenhaller Schichten ausgestopft und dann überfahren wurde.

Weil die Abbildungen in meiner Karwendelarbeit, Jahrbuch 1903, wohl allzuklein geraten sind, füge ich hier nach den damaligen Befunden ein etwas größer gezeichnetes Profil — Figur 12 — bei.

Es ist hier nicht der Raum, um auf die prachtvollen tektonischen Feinheiten dieses Gebietes näher einzugehen.

Als nordwärts diesem alten Grundgewölbe zugeordnete Muldenzone fasse ich das Sonnwendgebirge auf, dessen herrliche Gipfelsaltung leicht als „Schleppfaltung“ unter der darüber vorgehenden Karwendelschubmasse zu verstehen ist.

Aus diesem schönen Gebiete ist aber auch noch manche andere tektonische Belehrung zu schöpfen. So steht die Sedimentation des Sonnwendgebirges mit der „Hornsteinbreccie“ in einem wohl-begreiflichen Verhältnis zu einer südlich davon gelegenen Abtragungszone, deren Kerben, wie uns das Stanserjoch beweist, bereits bis in den Wettersteinkalk hinab eingeschnitten waren.

Da ist es auch ganz wahrscheinlich, daß diese Erosion schon zur Zeit der Hornsteinbreccie ihre Arbeiten eröffnet hatte.

Die Gosau Ablagerungen schmiegen sich bereits in ein tief ausgeschnittenes Relief des Sonnwendgebirges hinein und überzeugen uns aufs neue, daß die erste große nordalpine Überschiebung ein weit höheres Alter besitzt.

Wie wir dann an der Südseite des Sonnwendgebirges klar erkennen, wurde auch die Gosau noch überschoben, wobei es jedoch zu keiner Überschreitung des Gebirges in großem Stile mehr gekommen ist.

Auf dem Weiterweg gegen Osten sind dann im Gebiete des Funtensees sehr schöne hierherpassende Aufschlüsse vorhanden, die ich jedoch noch nicht persönlich begangen habe und also vorläufig übergehe.

Einen prachtvollen Einblick in diese Verhältnisse hat dann der mächtige Durchbruch der Salzach eröffnet.

Hier haben wir insbesondere an dessen Westseite ein Profil, das bereits in der Geschichte des Nappismus eine hervorragende Rolle gespielt hat. Ich meine das Profil vom Hagengebirge über das Torrener Joch und den Hohen Göll zum weiten Plateau des Roßfeldes.

Es liegt mir fern, hier auf die verschiedenen Auslegungen dieses wichtigen Profils einzugehen, die in unserer Literatur bereits aufbewahrt liegen, sondern füge denselben gleich eine neue Deutung hinzu, welche durch das schematische Profil, Figur 13, erläutert werden soll.

Das Profil verbindet das gegen Norden eintauchende Großgewölbe von Hagengebirge—Hohem Göll mit der Kreidemulde des Roßfeldes und zeigt außerdem in einer klaren Weise die Reste einer auflagernden Schubmasse.

Diese Schubmasse ist im wesentlichen in zwei getrennten Stücken vorhanden, einerseits in der tiefen Furche des Torrener Grabens, anderseits auf der weiten, schönen Hochfläche des Roßfeldes. Ich erkenne nun in der Furche des

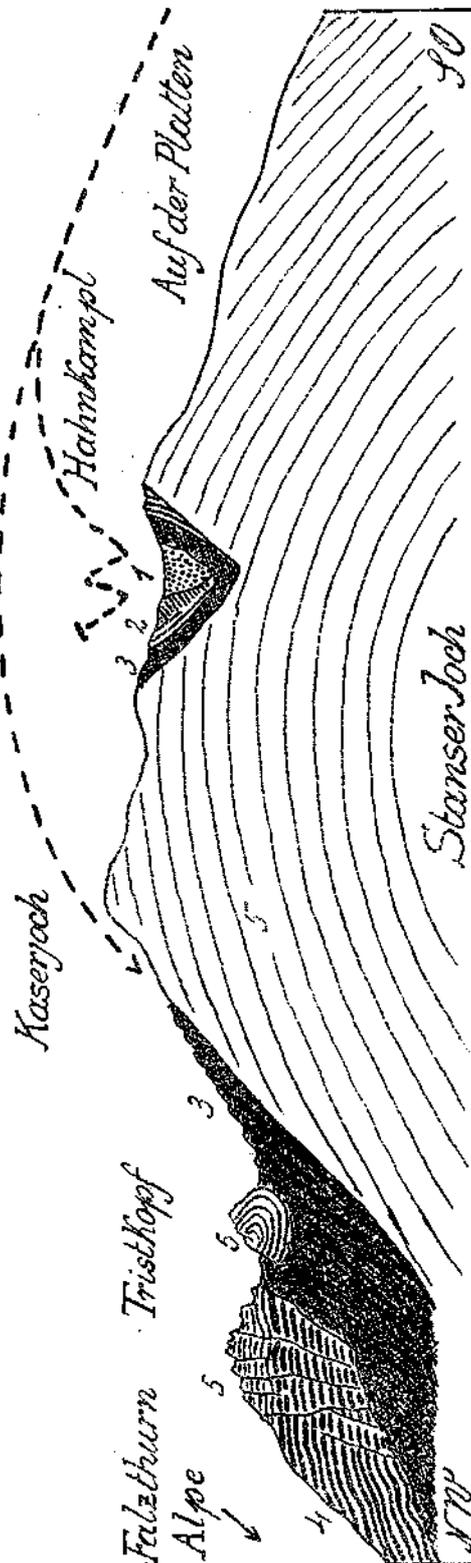


Fig. 12. 1 = Buntsandstein. 2 = Reichenhaller Kalke. 3 = Rauchwacken-Mylonitmassen. 4 = Muschelkalk. 5 = Wettersteinkalk, an der Nordseite des Stanserjochs Wettersteindolomit. Wahrscheinlich handelt es sich bei der „Karwendelüberschiebung“ um eine mehrfache Überschiebung.

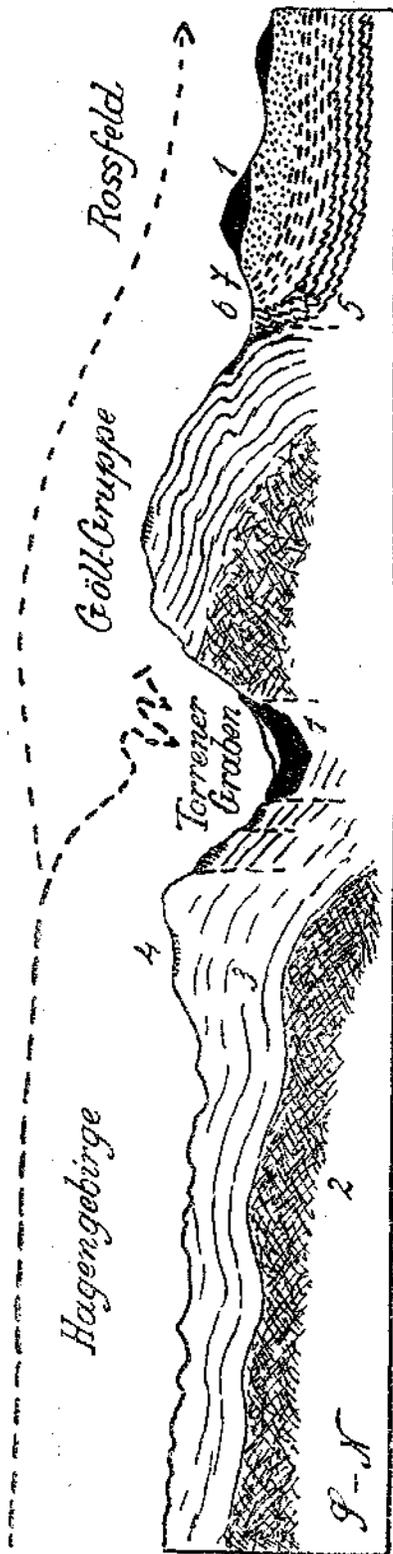


Fig. 13. 1 = Weifener Sch. + Haselgebirge + Ramsau D. + Hallstätter Sch. 2 = Ramsau D. + Raibler Sch. 3 = Dachsteinkalk — Dachsteindolomit — Dachsteinriffkalk. 4 = Lias. 5 = Oberalm Sch. 6 = Schrambach Sch. 7 = Roßfeld Sch.

Torrener Grabens eine alte Kerbe in dem Gewölbe des Hagengebirges, welche bei der Großüberschiebung mit Basalmaterial derselben Schubmasse ausgestopft wurde, deren weiter vorgedrungene Teile als Deckschollen auf der Kreidemulde des Roßfeldes erhalten geblieben sind.

Diese Auffassung der Sachlage ermöglicht nun sowohl eine ausreichende Erklärung für die Schoppungsmechanik der Alttriasfalten in dem Torrener Graben als auch eine genauere, zeitliche Einordnung dieser Großüberschiebung.

In der Mulde des Roßfeldes haben wir nämlich recht mächtige Ablagerungen der Unterkreide, welche durch die Einschaltung von Sandsteinen und Breccien als ufernahe Bildungen ausgezeichnet sind.

Ich habe schon bei der Besprechung des Sonnwendgebirges gezeigt, daß sich dort die Einschaltung der Hornsteinbreccien mit der Aufwölbung und Abtragung des südlich davon liegenden Gebietes (Stanserjoch . . .) in eine unmittelbar verständliche Beziehung bringen läßt.

Dasselbe ist auch hier der Fall.

Wir haben im Bereiche des Hagengebirges eine alte Aufwölbung und tiefe Zerschneidung, in der zugehörigen Vordermulde dagegen die Einschwemmung und Anhäufung von Abtragungsschutt.

So kann man die Schaffung der Kerbe des Torrener Jochs mit der Grobsedimentation der Unterkreide in der Roßfeldmulde in engste Verbindung setzen.

Die Überschiebungsmasse des Roßfeldes liegt nun, soweit meine Einsicht reicht, ohne Zwischenschaltung von jüngeren Schichten unmittelbar auf den neokomen Roßfeldschichten.

Das würde für unsere Großüberschiebung ein „Unterkreidealter“, wenn auch nicht sicher, so doch wahrscheinlich machen.

Natürlich wurde auch hier das einfache Leitverhältnis von Gewölbe-, Kerbe-, Mulde-, Deckschubmasse bei den späteren Bewegungen, besonders an seinen empfindlichen Stellen durch Verschiebungen und Verbiegungen mannigfach umgestaltet.

Gehen wir weiter nach Osten, so lassen sich, wie ich glaube, auch die tektonischen Geheimnisse des Salzkammergutes mit diesem Schlüssel öffnen.

Die Kerbe des Torrener Grabens dürfte sich in das Lammergebiet fortsetzen, dabei aber verbreitern und komplizieren. Vielfach tritt hier die starke Verbreitung der Gosau Schichten als hinderliche Verdeckung der älteren Tektonik auf.

Bei Hallstatt haben wir durch die schöne und sorgfältige Arbeit von E. Spengler eine wohl erhellte Stelle im Gebirgsbau, welche manche Einsicht gewährt.

Die komplizierte Schubmasse des Plassen liegt samt dem Hallstätter Salzstock in einer Furche des großen Dachsteingewölbes.

Dieselbe Erscheinung läßt sich nun von Hallstatt und Ischl mit einem sehr bunten und im Detail außerordentlich wechselnden Baustil über Aussee—Grundlsee, Mitterndorf ins Ennstal an die

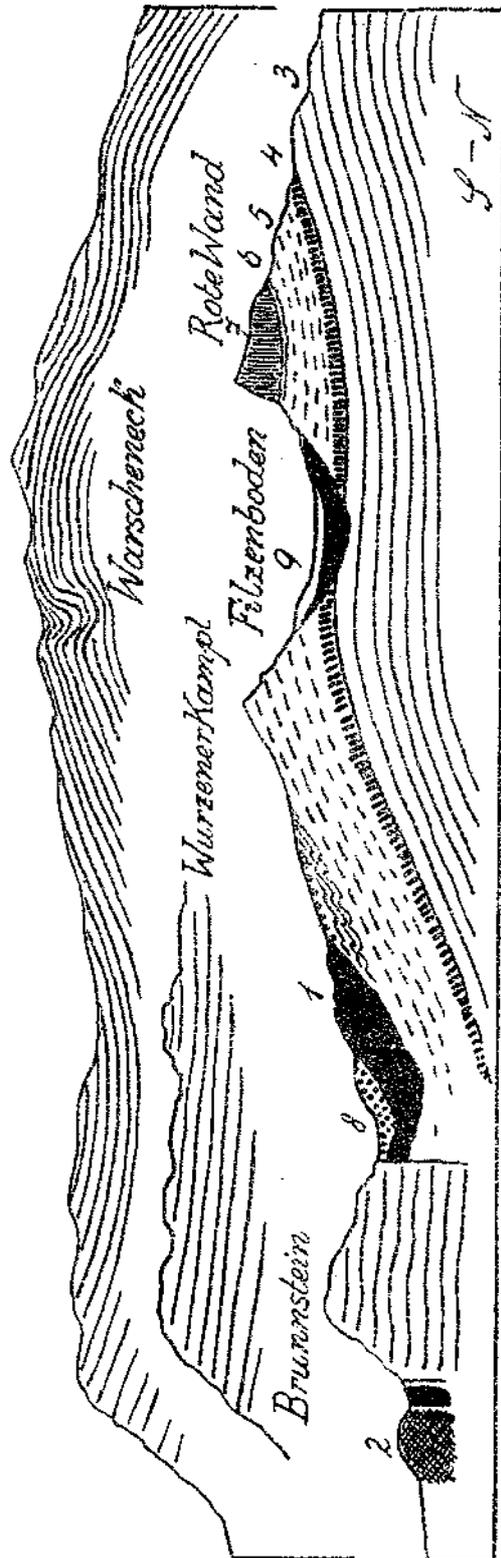


Fig. 14. 1 = Werfener Sch. + Haselgebirge, 2 = Unterer Dolomit, 3 = Dachsteinkalk, 4 = Hierlatzkalk + Liasmangel + Klauskalk, 5 = Hornsteinkalk, 6 = Oberalm Sch., 7 = Plassenkalk, 8 = Gosau Sch., 9 = Moränen + Torfmoor.

Südseite des Toten Gebirges verfolgen. Es handelt sich ersichtlich um alte Tiefenlinien und Furchen, in welche bei der Großüberschiebung bunt gemischte Schichtmassen hineingefüllt wurden. Diese alten Ausstopfungen verfielen dann wieder der vorgosauischen Ausräumung, so daß das Gosaumeer bereits wieder imstande war, seine Sedimente wenigstens vielfach in dieselben uralten Furchen zu legen. Eine genauere Einsicht in den Aufbau dieser mehrfach komplizierten Zonen verdanken wir insbesondere G. Geyer, welcher hier Blatt „Liezén“ herausgegeben und in mehreren Arbeiten wertvolle Detailangaben dazu geliefert hat.

Im Toten Gebirge, in der Warscheneckgruppe und weiter in den Ebnstaler Alpen ist die unserer Betrachtung zugrunde gelegte Leitform des alten Gewölbes mit seinen Kerben und den tektonischen Ausstopfungen derselben prachtvoll verwirklicht. Ich verweise hier nur vorüberstreichend auf das beiliegende Profil (Fig. 14) und meine Arbeit über die Ebnstaler Alpen, Jahrbuch 1921.

Das Profil ist ein Sammelprofil in dem Sinne, daß von links und rechts benachbarte wichtige Befunde in die Profillinie hereingerückt sind, um in dieser die Verarmung des Baudetails durch zufällige Erosionslücken auszuschließen.

Für die östlich anschließende Hochschwabgruppe ist die Vollendung der Neuaufnahme von Blatt „Eisenerz—Wildalpen“ durch E. Spengler abzuwarten.

Für das Ötschergebiet und Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ habe ich meine Neuaufnahmen zwar nicht abgeschlossen, aber immerhin so weit gefördert, um den beiliegenden Charakterschnitt Fig. 15 liefern zu können. Auch er ist ein Sammelprofil nach der eben angegebenen Definition.

Die Verhältnisse verschieben sich hier insofern, als vom Ötscher ostwärts das Grundgewölbe viel breiter wird und zugleich wesentlich tiefer liegt. Daher finden wir hier viel ausgedehntere Reste der alten Schubmassen noch erhalten, die sich insbesondere im Süden in mächtigen, aneinanderschließenden Massen, wie z. B. Schneeberg—Rax—Schneealpe . . . einstellen. In den Fenstern von „Hengst“ und „Ödenhof“ kommt da noch östlich vom Schneeberg das Grundgewölbe knapp vor dem Einbruch des Wiener Beckens zum Vorschein. Die Erosion hat also hier im Osten die Grundgewölbe lange nicht so tief ausgeschnitten wie im Westen.

Dagegen sind hier die alten Schubdecken nicht nur in großen Massen erhalten, sondern zeigen auch, wie ich bereits 1918 beschrieben habe, einen mehrteiligen Aufbau. Wir finden nämlich z. B. am Gahnplateau, auf der Rax und der Schneealpe noch Reste von höheren Schubmassen an günstigen Stellen aufbewahrt. Ganz im Westen würde dies em Befunde, z. B. im Arlberggebiet, die „Krabachjochdecke“ entsprechen.

Überblicken wir kurz die hier an Einzelheiten beschriebenen tektonischen Verhältnisse, so geht daraus wohl unabweisbar hervor, daß wir am Südrande der heutigen nördlichen Kalkalpen die Gebilde einer uralten Erosion noch stellenweise vor uns haben, Hohlräume, welche

nur durch weitgreifende Überschiebungen und damit verbundenen Ausstopfungen erhalten geblieben sind.

Beide Tatsachen, einerseits ein wohl am ganzen Südrande der Kalkalpen vorhandenes Erosionsrelief, andererseits wahrscheinlich noch weit darüber gegen N vordringende, riesige Überschiebungen, beides Vorgänge von prägosauischem Alter, können bei einer Erklärung der alpinen Mechanik nicht nur nicht übergangen werden, sondern müssen geradezu einen Brennpunkt des Interesses und der Überlegungen auf diesem Forschungsgebiete bilden.

Versuchen wir nun, uns ihre tektonische Bedeutung genauer klar zu machen.

Zunächst mag betont werden, daß alle Bewegungsunterschiede verschiedener Massen nur als relative betrachtet werden.

Wenn also z. B. von einer Überschiebung der Masse *A* durch eine ursprünglich südlichere Masse *B* die Rede geht, so soll dies nicht heißen, daß die Masse *A* zur selben Zeit sich in Ruhe befand, sondern nur, daß in der angegebenen Richtung das Ausmaß der Bewegungen der beiden Massen um einen bestimmten Betrag verschieden war.

Zur Beurteilung der gegenseitigen Lagebeziehungen vor und nach der Überschiebung kann man sich mit Vorteil des beiliegenden Schemas Fig. 16 bedienen.

Wir unterscheiden drei Massen und zwar das im N liegende Grundrelief *A*, die südlich davon lagernde Schubmasse *B* und eine beiden Massen zugrunde liegende Massenordnung *C*.

Die vollständige Trennung von *A* und *B* ist wahrscheinlich, aber nicht sicher erweisbar.

Aus dieser einfachsten Ausgangsgruppierung ist nun die heute vorliegende Umgruppierung abzuleiten.

Den kürzesten Weg scheint hierzu eine teilweise Hebung von *C* zu bieten, eine Hebung, welche das nötige Schweregefälle herstellt, um die Masse *B* als Gleitdecke in Bewegung zu versetzen und auf die tiefer liegende Masse *A* aufzuladen.

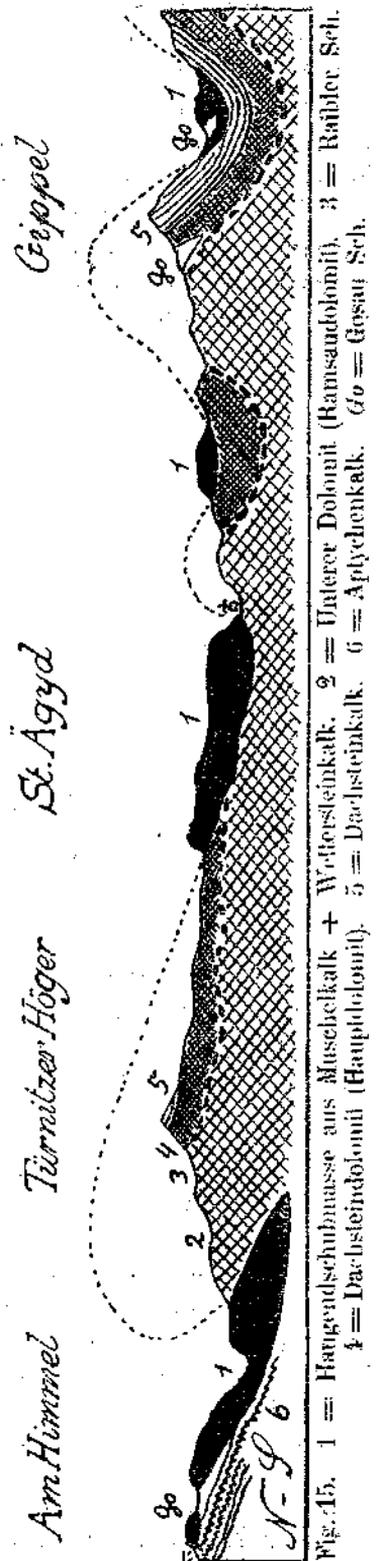


Fig. 15. 1 = Hangend Schubmasse aus Muschelkalk + Wettersteinkalk, 2 = Unterer Dolomit (Ramsaudolomit), 3 = Ralber Sch., 4 = Dachsteinkalk, 5 = Hauptdolomit, 6 = Aptychenkalk, 6a = Gosau Sch.

Die mechanische Möglichkeit einer solchen Ableitung ist wohl nicht zu bezweifeln, doch reicht diese Erklärung nicht hin, die Forderungen der Beobachtungen ganz zu befriedigen.

Wenn man als heimatische Unterlage der nordalpinen Trias-Jura-Kreidmassen die Grauwackenzone nimmt, so würde eine solche Erklärung eine große ehemalige Breite dieser Zone voraussetzen, so daß ihre heutige Schmalheit noch eigens zu deuten bleibt.

Für unsere Schubmasse *B* sind wir genötigt, eine erhebliche Anfangsbreite einzusetzen die durch eine Abgleitung wahrscheinlich nicht einmal wesentlich verändert würde.

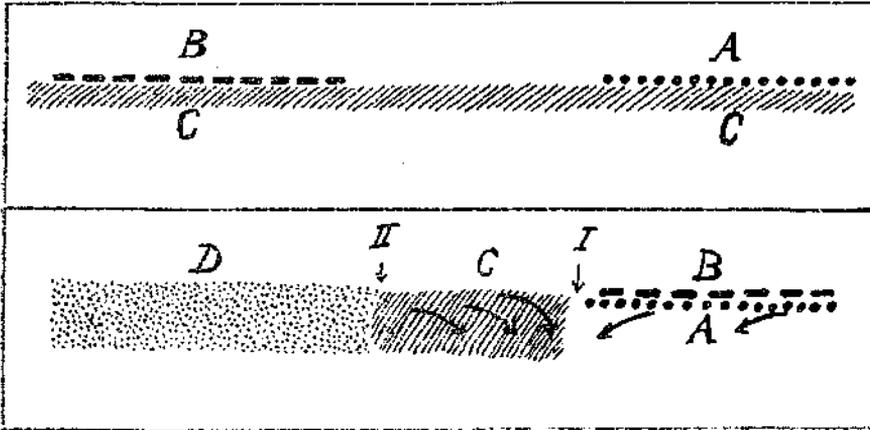


Fig. 16. Das obere Schema stellt die einfachste Ausgangsgruppierung der Massenordnungen *A*, *B* und *C* vor. Nach Vollzug der Bewegungen liegt die Umgruppierung des unteren Schemas vor. *A* = nördlichere kalkalpine Massen. *B* = südlichere kalkalpine Massen. *C* = Grauwackensockel. *D* = Kristallin. *I* = Verschluckungszone. *II* = Hebungszone.

Es stehen bei einem solchen Vorgang den Erscheinungen von Zusammenstauungen, Faltungen, anderseits wieder Auflockerungen und Zerteilungen gegenüber, welche sich gegenseitig so ziemlich in ihrer Wirkung aufheben können.

Läßt man die Schubmasse *B* also von einem Grauwackensockel abgleiten, so muß dieser wohl oder übel noch breiter als unsere Schubmasse gewesen sein.

Eine solche Breite ist heute bei weitem nicht mehr vorhanden, ja im Westen verschwindet die Grauwackenzone bekanntlich fast ganz und es stößt Kristallin und Kalkalpin hart aneinander.

Dabei würde die relativ viel höhere Lage, welche die Grauwackenzone gegenüber den Kalkalpen heute inne hat, mit der Grundvorstellung einer Abgleitung gut zusammenpassen.

Bei genauerem Zusehen stellen sich jedoch dieser einfachsten Ableitung verschiedene Schwierigkeiten in den Weg.

Für die Kalkalpen ist die schon oft erwähnte Verbiegung und Überschiebung das erste große tektonische Erlebnis.

Zur Zeit der Abgleitung können wohl auch für den Grauwackensockel außer solchen einfachen Verbiegungen nur noch prätriasische Verfaltungen in Betracht kommen.

Heute stellt die Grauwackenzone, als Ganzes besehen, ein Gebiet von intensiver Durchbewegung vor, das in bezug auf Unregelmäßigkeiten im Streichen und Falten, Schwankungen der Zusammensetzung und Existenzbreite, Schichtwiederholungen, Ausquetschungen . . . den Nachbarstreifen der Kalkalpen bei weitem übertrifft.

Hier darf man sich keiner Täuschung hingeben, wenn auch die weichen, einförmigen Erosionsformen des Schiefergebirges gegenüber den unregelmäßigen, zerrissenen Kalkfelsen eine scheinbare Einfachheit vorspiegeln.

Der Aufbau der Kalkalpen ist von einem Ende zum andern viel ebenmäßiger als jener der Grauwackenzone.

Dies würde noch weit deutlicher in die Augen fallen, wenn jene breiten, ostwestlichen Auf- und Abbiegungen nicht wären, welche die einst gleichmäßig ausgebreitete Hangendecke weithin der Zerstörung überliefert haben.

Dazu tritt uns im Bereiche der Grauwackenzone bereits die „Tektonitbildung“ in einem Umfang und einer Intensität entgegen, welche den Kalkalpen hin und hin fremd bleibt.

Wenn man also auch für die Abgleitung der Schubmasse *B* mit einer einfachen Hebung der Grauwackenzone *C* das mechanische Auslangen finden könnte, so versagt diese Mechanik vollständig für eine Erklärung der gewaltigen regionalen Durchbewegung der Grauwackenzone. Diese Erscheinungen aber etwa ganz auf die Rechnung von paläozoischer Gebirgsbildung zu schieben, wird wohl keinem modernen Kenner der Verhältnisse gefallen.

Sie sind und bleiben in einer anderen tektonischen Atmosphäre eine der kalkalpinen Tektonik im wesentlichen gleichzeitige und zugeordnete Erscheinung.

Damit steht man aber auch unmittelbar vor der Notwendigkeit, das teilweise oder völlige Verschwinden des Grauwackensockels zu erklären. Ich habe bereits in den Verhandlungen 1920, von ganz anderen Überlegungen ausgehend, die hier vornehmlich in Betracht kommenden Bewegungsformeln zu einer schematischen Darstellung gebracht, an die ich hier unmittelbar anschließen kann.

Wenn also die Schubmasse *B* auf *A* geschoben wird und dies nicht als eine reine Abgleitung von *C* aufzufassen ist, so muß auch mit *C* eine Veränderung vorgenommen werden, welche der neuen Raumordnung genügt.

Dies ist nur möglich, wenn ein entsprechend breiter Streifen der Grauwackenzone in die Tiefe gezogen wurde.

Es ist nun die Frage, ob die tatsächlich vorhandenen Strukturen der Grauwackenzone einen solchen Schuß unterstützen oder zur Unmöglichkeit verurteilen.

Die intensive Durchbewegung samt allen ihren Begleiterscheinungen ist bei einer solchen Einrollung und Überfaltung unter einem Druck einer mindestens 3000 Meter mächtigen Schubmasse ohne weiteres verständlich.

Ebenso bieten die gewaltigen Abschrägungen bis zum vollständigen Verschwinden der ganzen Zone nicht die geringste Schwierigkeit.

Entlang der „Verschluckungs- oder Einsaugungszone“ ist theoretisch das Auftreten einer Mischungszone aus Trümmern und Fetzen der Triasschubmassen und der paläozoischen Gesteine zu erwarten.

Auch diese Forderung ist weitgehend erfüllt und an zahlreichen Stellen an der Grenze von Grauwackenzone und Kalkalpen deutlich zu verfolgen.

Ich erinnere hier nur zum Beispiel an das prachtvolle „Mischungs- und Mylonitisierungsprofil“ der Semmeringzone.

Man kann hier aber noch einen guten Schritt vorwärts machen und einer solchen Einsaugungszone von vornherein die Funktion einer „Erzförderzone“ zusprechen.

Entlang einer Zone von so ausgedehnten Teufenbewegungen sind Aufreißungen und Drucklüftungen bis in große Tiefen hinab eine sehr wahrscheinliche Begleiterscheinung.

Solche Zerreißen werden nun unter dafür günstigen Umständen, wenn nicht gerade dem Magma, so doch hochgespannten Gasen und Flüssigkeiten einen Weg zur Oberfläche eröffnen, der sonst innerhalb eines Gebietes von mehrfach übereinander liegenden Schubmassen schwer verschlossen erscheint.

Mit dem Aufsteigen von entspannten heißen Gasen und Lösungen ist aber auch die Möglichkeit einer Erzförderung aus der Tiefe gegeben.

Auch diese theoretische Forderung ist entlang der Grenzzone von Grauwacken-Kalkalpen in der schönsten Weise verwirklicht.

Ich werde in einer anderen Arbeit ausführlicher auf diese Erscheinungen eingehen, als es im Rahmen dieser Übersicht gestattet ist.

Mit der Aufstellung dieser Wahrscheinlichkeitsbeziehung, welche nicht nur eine ziemlich genaue zeitliche Einordnung der Vererzungen, sondern auch eine tiefere Einsicht in den Bau solcher erzführenden Zonen überhaupt eröffnet, soll keineswegs etwa das Vorhandensein älterer oder auch jüngerer Erzlagerstätten, die davon unabhängig sind, irgendwie bezweifelt werden.

Immerhin aber bietet dieser zunächst rein geometrisch erschlossene Zusammenhang eine ganze Reihe von Anwendungsmöglichkeiten und Vereinfachungen für das Verständnis der alpinen Mechanik.

Die durch aufsteigende Gase und Lösungen herbeigeführten Vererzungen werden rein mechanisch zunächst den eingesenkten und mitgerissenen paläozoischen Schiefen und Kalken zugeleitet werden.

Es werden aber daneben auch die klüftigen Kalke der Trias, wenn sie in eine geeignete Lage zu dieser Förderzone geraten, ihren Anteil davon erhalten.

Auch hier ist von vornherein eine Vererzung der unteren Trias weit wahrscheinlicher als eine solche der hangenden Obertrias- oder gar der Jurakalke.

Es ist weiter recht wahrscheinlich, daß unsere Schubmasse *B*, welche diese Einsaugungs- und Vererzungszone zu überschreiten hat, bei diesem Vorgang eine Vererzung ihrer Liegendmassen erfährt und nun diese vererzten Massen weiter nach N verschleppt.

Eine solche Verschleppung der Vererzung scheint mir zum Beispiel bei den Blei-Zinklagerstätten im Wettersteinkalk der Inntaldecke und bei den Eisenerzen im Muschelkalk der Krabachjochdecke vorzuliegen.

Erweist sich dieser Zusammenhang als begründet, so würde das eine wichtige Zerteilung der nordalpinen Schubmassen in solche, welche diese Vererzungszone überschritten, und in solche, welche immer nördlich derselben gelegen waren, ermöglichen.

Dabei darf man allerdings nicht übersehen, daß diese Vererzungszone wahrscheinlich ein Streifen von sehr wechselnder Breite sein wird und auf lange Strecken auch keine namhaftere Erzförderung besaß.

Das trägt in die Scheidung zwischen vererzten und unvererzten Schubmassen eine gewisse Unsicherheit hinein.

Immerhin soll aber dieser Fragestellung bei der Weiterforschung auf diesem Gebiete Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Für die Einsaugungshypothese als „Aufräumungsproblem“ bedeutet die Ausstattung solcher Zonen mit dem „Metallinventar“ größerer Erdtiefen eine wichtige geologische Bestätigung.

Ob nun die von S her über die Verschluckungszone vorgetriebenen Schubmassen dabei mit Erzen geadelt wurden oder nicht, sie haben jedenfalls einen viel weiteren Weg, eine eigene Mechanik und eine andere Herkunft als die immer nordwärts von dieser Zone gelegenen Triasmassen.

Dabei ist es gewiß recht wahrscheinlich, daß zum Beispiel die Zone B von Figur 16 nur eine südliche Fortsetzung der Zone A vorstellt und nicht etwa einem ganz anderen Ablagerungsbereiche angehörte.

So sind wir nun zu einer wichtigen Trennung der nordalpinen Schubmassen in solche, welche die Verschluckungszone überschritten haben, und in solche, welche von jeher nordwärts von derselben ihren Stammsitz hatten, gekommen.

Dabei wird es sich bei beiden Gruppen voraussichtlich nicht um je eine, sondern wohl um mehrere, sich gegenseitig ablösende Massen handeln.

Diese Trennung der kalkalpinen Schubkörper gilt in der eben vorgeführten Weise zunächst nur für die prägosauischen Überschiebungen.

Für die postgosauische Überschiebungen sind weitere Untersuchungen und Überlegungen einzuschalten. Es kann diese erneute Belegung der großen Massenbewegungen wieder nach dem gleichen oder nach einem anderen Bauplan zur Ausführung gelangen. Soweit ich derzeit die Verhältnisse zu überschauen vermag, scheint es nirgends mehr zu einer Fernzulieferung neuer Massen von S her gekommen zu sein.

Auch für ein Neuaufleben der Verschluckungszone sind keine Anzeichen vorhanden.

Wohl aber ist es an vielen Stellen zu Verschiebungen teils an schon einmal benutzten, teils an neugeschaffenen Schubbahnen gekommen.

Man kann mit einem gewissen Vorbehalt die ersten Großüberschiebungen als eine Fernzulieferung von Massen mit Hilfe einer Verschluckungszone, die zweiten Überschiebungen dagegen als eine intensive

und tiefergreifende Neuumschauung der alten Massen ohne Zuführen von S her bezeichnen.

Sofern diese Beurteilung der tektonischen Verhältnisse das Richtige trifft, bleibt die früher vorgeschlagene genetische Zerlegung der nord-alpinen Schubmassen auch bei den weiteren jüngeren Verschiebungen in ihrem Wesen bestehen.

Wie sehr übrigens schon die ersten Einkerbungen des prägosauischen Reliefs für alle späteren tektonischen Gestaltungen mitbestimmend blieben, geht deutlich aus einer Betrachtung der heutigen Verteilung der Gosauablagerungen hervor.

Ein sehr großer Teil derselben enthüllt bei genauerem Einblick folgende geotektonische Geschichte. Wir haben eine uralte Einkerbung gegeben. In diese wird als Feilgut der ersten Großüberschiebung eine Masse von Werfener Schichten — Haselgebirge, allerlei Triassplittern, hincingestaut.

Aus der „Ausschneidelandschaft“ wird so gleichsam eine tektonische „Einlegelandschaft“ gemacht, wobei die Kerben in den bleichen Triaskalken mit den bunten Massen der Werfener Schichten angefüllt werden.

Es entsteht eine erste nordalpine prächtige „Intarsiaarbeit“. Im Verlauf einer weiteren langen Erosion werden die weichen Einlegemassen wieder vielfach zwischen den harten Kalkmassen herausgeschält und so kann sich endlich das Gosaa Meer weithin in denselben uralten Räumen ausbreiten und sie neuerdings mit einer noch bunteren, diesmal aber sedimentären Einlegearbeit verzieren.

Die neuerlich einsetzenden tektonischen Umformungen tragen zwar keine neuen Schubmassen mehr von S herbei, wohl aber führen sie zu gewaltigen Pressungen, in deren Wirksamkeit vielerorts die Ränder starrer Massen über die weichen Muldenfüllungen hereingeschoben werden.

Diese Geschichte gibt uns auch eine Erklärung, einerseits für das schon oft beschriebene merkwürdige Zusammenfallen der Verbreitung von Werfener Schichten—Haselgebirge—Hallstätter Klippen mit Gosauschichten, anderseits für das hier vorhandene Doppelspiel großer und innerlich verschiedener Schubmechanik. Das Eingreifen der zahlreichen nachgosauischen Bewegungen ist wohl auch die Ursache gewesen, daß diese ersten Großüberschiebungen trotz ihrer gewaltigen Dimensionen so lange nicht erkannt worden sind.

Kehren wir noch einmal zu dem Schema Fig. 16 zurück.

Durch rein geometrische Überlegungen sind wir dazugekommen, mit der Überschiebung von B auf A eine Überrollung und teilweise Verschluckung von C zu verbinden.

Der Verschluckungszone konnte mit Wahrscheinlichkeitsrecht der Charakter einer Erzförderzone zugesprochen werden. Die Schubmasse B dürfte in großer Breite die Grundmasse A überdeckt haben, wobei vorerst noch freizuhalten bleibt, ob die Masse A zu dieser Zeit mit ihrem Sockel noch zuständig verbunden oder bereits selbst zur Schubmasse geworden war.

Die Auflagerungen der Schubmasse *B* sind uns heute einerseits als Ausstopfungen von alten Kerben, anderseits als Fremdkörper in tiefen Mulden oder in Einfaltungen noch erhalten.

Durch die Erosion wurde natürlich diese Hangendecke in erster Linie betroffen und zerstückelt.

Diese oft weit und breit völlig isolierten Reste dieser alten Hangendecke sind dann bei den späteren Schub- und Faltbewegungen oft in Lagen gebracht worden, in denen man heute ihre ehemalige Freizügigkeit nur schwer mehr zu erkennen vermag. Wie ich schon im Jahrbuch 1922 bei der Beschreibung des Unterinntaler Tertiärs erwähnt habe, bilden z. B. die Schubmassen der Vilsener Alpen ein solches randliches Stück der ehemals viel breiteren „Inntaldecke“, das heute in völliger Abgetrenntheit und mit reicher Eigentektonik am Nordrand der Alpen liegt.

Dieses Beispiel steht aber nicht allein, sondern hat entlang des Nordsanmes der Ostalpen zahlreiche ebenbürtige Geschwister, deren alter Bewegungsadel heute oft tief verborgen ruht.

Einzelne solche abgelöste Schollen dieser alten Schubmassen sind aber nicht nur nach der Gosauzeit, sondern auch noch nach dem Alttertiär verschoben worden, so daß man an ihnen unter Umständen ganz jugendliche Schubränder entdeckt.

Dies ist z. B. sehr schön an der „Kaisergebirgsdecke“ zu sehen, die noch einige Kilometer über die Angerbergsschichten vorgeschoben wurde.

Theoretisch wäre hier ja sogar der Fall möglich, daß eine alte Schubmasse, die zuerst vielleicht auf Unterkreide geschoben wurde, allmählich ganz davon weg auf Gosauschichten und endlich ganz auf Tertiär verladen wurde.

So sehr vielleicht eine solche zweimalige scheinbare Verjüngung einer Schubmasse als Unwahrscheinlichkeit gelten mag, so häufig dürfte der Fall einer einmaligen Verjüngung verwirklicht sein.

Als Umkehrung dieser Erscheinung wäre der Fall zu bezeichnen, wenn eine junggebildete Schubmasse auf ältere Sockelschichten aufgeschoben wird, wenn also z. B. eine in der Tertiärzeit bewegte Schubmasse so auf Unterkreide gebettet würde, daß der Eindruck einer viel älteren Überschiebung erweckt würde.

Dies wäre eine scheinbare Veraltung der Überschiebung. Endlich muß hier der Vollständigkeit wegen noch der Fall erwähnt werden, daß eine Schubmasse auf eine ganz gleichartige, liegende Gesteinsmasse so aufgeladen wird, daß die Anzeichen einer Überschiebung nicht mehr lesbar sind. Auch mit dieser Möglichkeit ist bei der Reichhaltigkeit der alpinen Komplikationen zu rechnen.

Jedenfalls ist nach diesen Überlegungen bei einer Altersbewertung der Überschiebungen die Gefahr einer „Zujungschätzung“ ziemlich naheliegend, während jene einer „Zualtschätzung“ weit unwahrscheinlicher bleibt.

Wenn man das angegebene genetische Prinzip für eine Scheidung der nordalpinen Schubmassen verwenden will, so stößt man auch heute

noch in einzelnen Gebieten mangels genügend genauer Feldaufnahmen auf Unsicherheiten.

In groben Umrissen ist jedoch eine solche Scheidung unschwer durchzuführen.

Überblicken wir die Nordalpen von W gegen O, so begegnen uns etwa folgende Massen, welche die Verschluckungszone überschritten haben dürften: Krabachjochdecke, Inntaldecke, Kaisergebirgsdecke, im N dazugehörig Vilser Decken, Benediktenwand, Wendelstein, Kampenwand, Berchtesgadener Decke, die vorgosauischen Schubmassen im Lammergebiet, im Salzkammergut, im Bereiche des Toten Gebirges, im Becken von Windischgarsten, in den Ennstaler Alpen, im Hochschwab-, Dürrenstein-, Ötschergebiet, die Deckenreste um die Fensterreihe von Türnitz, Klein Zell bis zum Schwechater Fenster bei Baden. Auch die Schubmassen Hohe Wand—Schneeberg—Rax—Schneealpe dürften hierhergehören.

Diese Aufzählung ist wie gesagt weder erschöpfend, noch auch derzeit allgemein anerkannt.

Natürlich waren diese Massen bei weitem größer, wenn auch nicht etwa in einem Ausmaß wie dies die Phantastiker des Nappismus für die Westalpen anzugeben gewöhnt sind.

Man wird mit der Abtragung einer 2000 bis 3000 m mächtigen Gesteinsschichte über der heutigen Gipfelflur der Nordalpen wohl das Auslangen finden können.

Das ist kaum ein Zehntel der z. B. von A. Heim für die Schweiz angenommenen Abtragsmassen.

Die Reste dieser Decken haben sich entweder als Ausstopfungen in alten Kerben oder aber als größere Massen in Einsenkungszonen erhalten. Beide Erhaltungsformen sind durch eigenartigen Bau ebenso wie durch fremdartige Schichtführung ausgezeichnet.

Die letztere Eigentümlichkeit wird am auffallendsten durch das häufige gemeinsame Auftreten des salzführenden Haselgebirges und der fossilreichen Hallstätter Kalke beleuchtet.

In diesem Sinne haben die Bezeichnungen „Salzdecke“ und „Hallstätter Decke“ unbestreitbar eine gewisse Berechtigung.

Sämtliche alpinen Salzlagerstätten dürften wohl den „Ultradecken“ angehören, wenn man mit dieser Bezeichnung zunächst die Gesamtheit jener nordalpinen Schubmassen zusammenfassen will, welche von S aus dem Bereiche der Grauackenzzone abgestoßen wurden und dann die Verschluckungszone überschritten haben.

Allgemeiner könnte man als „Ultradecken“ alle jene Schubmassen bezeichnen, welche nicht in derselben „Bauzone“ beheimatet sind, sondern von einer benachbarten herbeigeführt wurden.

Sämtliche typischen Vorkommen von Hallstätter Kalken dürften ebenso Eigentum der Ultradecken sein, wenn man auch gewiß nicht übersehen darf, daß sich Anklänge der Hallstätter Entwicklung auch am Südrand unserer Grundgewölbe da und dort in voller Deutlichkeit erkennen lassen. Es ist dies, wie insbesondere F. Hahn mit Recht betont hat, ein beachtenswerter Wink, daß eben die Ultradecken nahe dem Süd-

rand der Grundgewölbe einzureihen und gewiß nicht etwa von den Südalpen abzuleiten sind.

Was nun weiter die Gemeinsamkeit des Auftretens von Haselgebirge und Hallstätter Schichten betrifft, so kann dies vielleicht eine zufällige, stratigraphische Gruppierung, möglicherweise aber auch eine mechanisch begründete Erscheinung bedeuten. Es fällt z. B. gleich auf, daß die Massen des Haselgebirges wohl in der ganzen Schichtreihe der Nordalpen den gleitfähigsten Horizont bilden. Ebenso liefert die typische Hallstätter Entwicklung mit ihrem gesteigerten Ammonitenreichtum und einer enormen Gesteinsverarmung in der ganzen Triasausbildung wohl die dünnsten und schwächsten Bausteine. Es ist dies insbesondere gegenüber jenen riesigen Kalk- und Dolomitmassen der Fall, welche nach unseren früheren Schilderungen vorzugsweise für den Bau der oft erwähnten Südkuppel des Grundreliefs Verwendung fanden.

Die Benützung von Haselgebirge und Hallstätter Schichten für eine Glättung der Schubbahn und die Ausfüllung von darin befindlichen Kerben ist also mechanisch leicht begreiflich, doch ist dies eine Funktion, welche erst bei der Ausführung der Überschiebungen, nicht aber bei der Abgrenzung der tektonischen Bereiche zur Geltung kommen kann.

Für eine solche Abgrenzung könnte man eher die Sonderstellung der ganzen stratigraphischen Ausbildung dieser Zone, den raschen Wechsel zwischen Seicht- und Tiefwasserbildungen, etwa in dem Sinne der Abbildung eines relativ beweglichen Untergrundes heranziehen.

Ich habe nicht die Absicht, hier näher auf diese Frage einzugehen.

Mit der Beziehung der „Ultradecken“ von einem benachbarten, heute versenkten „Grauwackensockel“ ist der Bau der nördlichen Kalkalpen wieder zu einer Angelegenheit der tektonischen Verknüpfung von Nachbarzonen geworden.

Die Annahme einer Mitwirkung von Fernzonen, also hier etwa im Sinne des Nappismus von den Südalpen über die Zentralalpen herüber erscheint überflüssig und unangebracht.

Wir kommen im Gegenteil bei einem schrittweisen getreuen Anschmiegen an die Eigenarten jeder Zone vielmehr zu der Einsicht, daß die Hauptzonen der Ostalpen und wohl auch der Westalpen bis zu einem hohen Grade Gebilde eigener Baubereiche vorstellen und nicht aus einem Topf abzuleiten sind.

Der Nappismus hat das große Verdienst, die tektonische Freizügigkeit der einzelnen Zonen erkannt und geotechnisch benützbar gemacht zu haben.

In der Freude dieser Erfindung sind seine Anhänger vielfach zu weit gelaufen und haben die näherliegenden Verknüpfungen teils übersehen, teils als zu geringfügig verachtet.

Heute liegen die Irrtümer bereits klar zutage, man braucht nur z. B. in der neuen Geologie der Schweiz das Querprofil durch die Ostalpen von R. Staub zu betrachten, um das volle Ausmaß des Unwahrscheinlichen, ja Unmöglichen zu verspüren, das sich hier durch fortwährende Übertreibungen endlich ergeben mußte.

Die Ableitung der Schubmassen von ausgequetschten Falten, die Gegenüberstellung von Decken- und Wurzelland ist mechanisch verfehlt und trifft nicht das Richtige.

An ihre Stelle ist das Verhältnis von Anhäufungs- und entsprechenden Fehlzonen zu setzen, die gewöhnlich durch eine Schwelle von einander getrennt sind.

Diese Schwelle zeigt in den nördlichen Kalkalpen, wie wir heweisen konnten, bereits die Wundmale einer sehr alten Erosion.

Ob sich dies auch in der Schweiz wiederholt, wage ich aus der Ferne nicht zu entscheiden. Die Anhäufungszone enthält wenigstens um das zuviel, was umgekehrt der zugehörigen Fehlzone mangelt, und zwar eben deshalb, weil hier Massen aus dem einen Bereich in den anderen über eine Schwelle hinübergefördert wurden. Damit sind diese drei Bereiche — Anhäufungszone — Schwelle — Fehlzone — aber noch lange nicht in ihrer mechanischen Charakteristik erschöpft.

Die Anhäufungszone kann auch eine gesteigerte Verfaltung oder Verschuppung von heimatlichen Massen besitzen, die Schwelle kann außer der Überschreitungsstruktur noch davon unabhängige ältere und jüngere Strukturen aufweisen und die Fehlzone hat endlich nicht nur oberflächlich Massen abgestoßen, sondern sie ist von einer intensiven Überfaltungs- und Walzungsstruktur durchdrungen und hat wesentliche Bestandteile in die Verschluckungszone versenkt.

Es ist wohl vorstellbar, daß mit dieser gleichsam „eingeleisigen“ Mechanik eine volle Gebirgszone hergestellt werden kann.

In den Alpen ist dies jedoch nicht der Fall, denn diese sind sowohl in den Ost- wie auch in den Westalpen „zweigeleisig“ ausgebaut.

Es wiederholt sich in gewissem Sinne der Bauplan der Nordalpen in den Südalpen.

So gut wie an der Grenze der nördlichen Kalkalpen und der nördlichen Grauwackenzone eine Verschluckungszone sich einschaltet, ist dies auch zwischen der südlichen Grauwackenzone und den südlichen Kalkalpen der Fall.

Es liegt mir ferne, hier etwa eine spiegelbildliche Ähnlichkeit anzunehmen. Vielmehr kann es sich nur um eine Ähnlichkeit in den tieferen Baubedingungen handeln, deren Detailausführung unter Umständen eine recht verschiedene sein kann.

Die südalpine Verschluckungszone ist in der geologischen Literatur schon seit geraumer Zeit als eine wichtige Fuge des Alpenbaues bekannt.

E. Suess hat längs derselben die Grenze zwischen Alpen und Dinariden gezogen und für L. Kober bedeutet diese „Narbe“ das harte Aneinanderstoßen eines nord- und eines südbewegten Faltenstranges, die sonst im allgemeinen durch ein sogenanntes „Zwischengebirge“ voneinander getrennt sind.

Wenn ich die Ausführungen von L. Kober, wie er sie insbesondere in seinem Buche „Bau der Erde“ ganz allgemein als Erklärung der

Mechanik der irdischen Gebirgsbildung verwendet hat, recht verstehe, so benützt er hiezu die Konstruktion Figur 17.

Will man diese Konstruktion auf ihre Möglichkeit, das heißt auf ihre Bewegungsfreiheit prüfen, so kann man dies dadurch erreichen, daß man dieselbe im Geiste gleichsam eine kleine Vorwärts- oder Rückwärtsbewegung ausführen läßt.

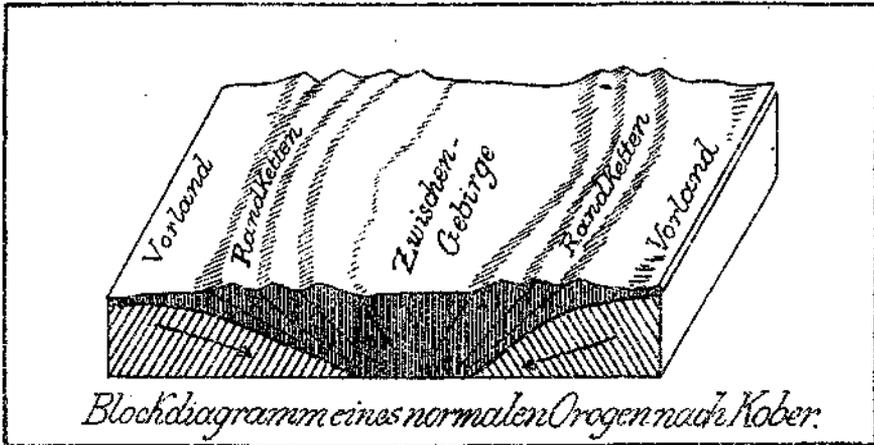


Fig. 17.

Machen wir das mit der vorliegenden Konstruktion, so ergibt sich das Bild von Figur 18.

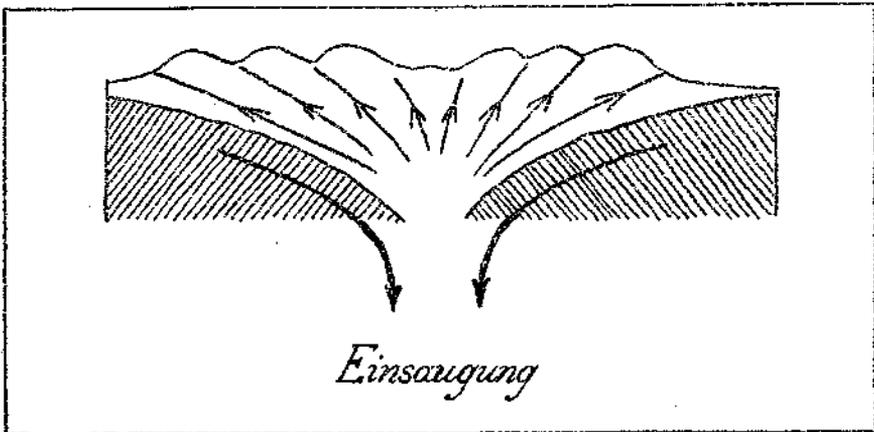


Fig. 18.

Das heißt, in Worte übertragen, die beiden Widerlager können nur gegeneinander im Sinne dieser Konstruktion vorrücken, wenn zwischen und unter ihnen die entgegenstehenden Massen lokal entsprechend entfernt werden. Das ist wieder mit anderen Worten genau dasselbe, was ich bereits im Jahre 1911 in voller Deutlichkeit im Alpenquerschnitt als die geometrische Forderung einer „Verschluckungszone“ zuerst ausgesprochen und definiert habe.

Natürlich wird die ganze Ableitung ausführlich ohne die leiseste Erwähnung der Verschluckungshypothese mit den Geberden einer Entdeckung vorgetragen.

Es könnte dies ein begründeter Anlaß zum Ärger sein, wenn nicht gleichzeitig die Komik der ganzen Situation darüber weghelfen würde.

Kober bekennt sich in engem Anschluß an E. Suess und A. Heim als eifrigen Anhänger der Kontraktionslehre und bemerkt dabei nicht, daß er mit seiner eigenen Gebirgsbildungshypothese gerade das Gegenteil davon beweist.

Die Kontraktionslehre geht davon aus, daß die bereits abgekühlte Erdhaut im weiteren Verlauf des Wärmeverlustes ihr Volumen nur mehr unmerklich verändere, während bei den viel wärmeren tieferen Schichten noch eine stärkere Schrumpfung stattfindet.

Die Folge dieser ungleichen Volumänderung soll nun sein, daß allmählich die Erdhaut gleichsam zu groß für den Erdkern wird und nun unter gewaltiger Zusammenpressung von Zeit zu Zeit sich dem schwindenden Kern anpaßt.

Festzuhalten bleibt hier auf alle Fälle, daß für die Kontraktionslehre der Betrag der Schrumpfung eines Meridians eine Summe aus unendlich vielen kleinsten Beiträgen des ganzen Erdumfangs vorstellt, welche für jeden beliebigen Meridian ungefähr dieselbe bleiben muß.

Infolgedessen kann die Stelle für die Aufwerfung einer Faltung nur durch eine lokale schwächere Stelle des betreffenden Erdhautringes bestimmt werden. Das ist zum Beispiel auch die Meinung von A. Heim, der sich darüber vielleicht am klarsten geäußert hat.

Verfolgt man nun aber mit Hilfe dieser Grundannahmen, die tatsächlich auf der Erde vorhandenen Faltungsstreifen, so zeigen dieselben sowohl nach ihrer Größenordnung als auch nach ihrem inneren Gefüge Bewegungsbilder, die damit nicht vereinbar sind.

Ich habe im Jahre 1906 diese Verhältnisse ausführlich dargestellt und mich seitdem von dieser Form der Kontraktionslehre abgewendet.

Meine Stellungnahme war weiterhin von der Erkenntnis geleitet, daß die Gebirge nicht an Stellen entstanden sind, wo sich zufällig Schwächungen der Erdhaut befanden, sondern, daß dieselben Abbildungen von tiefer liegenden Bewegungsvorgängen des Erdinnern bedeuten.

Wer nun die Konstruktionen Kobers betrachtet und auf ihren Sinn eingeht, wird zugestehen müssen, daß sich Kober damit auf meine Seite gestellt hat und eine Ableitung gibt, die nur verstanden werden kann als eine Abbildung von unter der Gebirgszone liegenden, lokal gesteigerten Massenbewegungen.

Über die Art dieser Bewegungen habe ich die Möglichkeiten zunächst offen gelassen.

Dies ist sehr wesentlich, weil mit der Annahme, daß die Gebirgsbildung eine Abbildung von tiefer liegenden Bewegungen vorstelle, noch keineswegs eine Ablehnung der Erdkontraktion ausgesprochen ist.

Im Gegenteil kann ja doch die im Jahre 1911 veröffentlichte Hypothese der „Verschluckungszonen“ auch eine Form der Erdkontraktion bedeuten, nur ist an die Stelle einer gleichmäßigen Kontraktion eine zonenförmig ungleichmäßige und lebhaft gesteigerte gesetzt.

Dabei ist allerdings auch mit der Möglichkeit zu rechnen, daß lokale Einschrumpfungen durch lokale Ausdehnungen wieder ausgeglichen werden können oder daß es sich überhaupt nur um Strömungen handelt.

Die Eigenart des Kober'schen Bewegungsbildes der Erdoberfläche kommt nun aber erst durch die Verbindung dieser oben besprochenen Konstruktion mit der Kombination seiner „orogenen Ringe“, welche die sogenannten „starrten Massen“ umgürten, zustande.

Sieht man hier von einer Menge neuer Namen ab, so hat man wieder nackt das Problem von „Scholle und Faltenring“ vor sich, das ich ebenfalls schon 1906 in seiner Bedeutung und mit seinen Raumbeziehungen untersucht und beschrieben habe.

Hier stehen wir bei Kober vor zahlreichen mechanischen Unrichtigkeiten und Unmöglichkeiten, welche ich hier nicht entwirren kann.

Vielleicht wird der Autor selbst im Laufe der Zeit zu einer Verbesserung und Richtigstellung gelangen.

Kehren wir nach dieser Abschweifung wieder zu den Alpen heim.

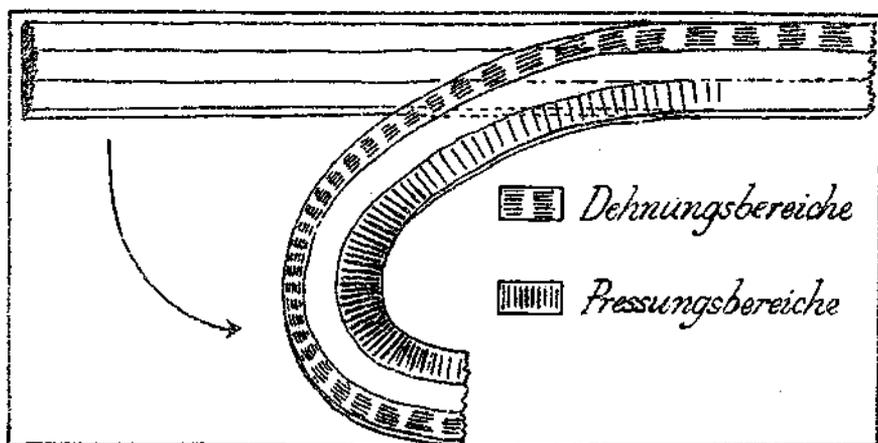


Fig. 19. Vergleiche dazu die Abbildung eines verbogenen homogenen Streifens nach B. Sander. Verhandlungen 1909, Seite 359.

Wir haben der Annahme des Nappismus von einer einheitlichen Überfaltung der Alpen, also einer Ableitung der Nordalpen aus einer südalpiner Pressungswurzel, die Annahme gegenübergestellt, daß alle Zonen der Ostalpen eine relative Selbständigkeit und Eigenart ihres Aufbaues besitzen und daß hauptsächlich Nachbarzonen wechselweise miteinander in Verknüpfung stehen.

Es wären dies von N nach S die Gruppen: (Nördliche Kalkalpen — nördliche Grauwackenzone) — (Nördliche — zentrale — südliche Grauwackenzone — zentrale Kalkalpen — Kristallin) — (Südliche Grauwacken — Paläozoikum — südliche Kalkalpen).

In der Mittelzone herrscht nicht nur die reichste Kombination, sondern auch der größte Tiefgang der Massenbewegungen. Infolgedessen treffen wir auch hier in großem Ausmaße auf jene Gesteinsstrukturen, wie sie nur bei hohem Druck und hoher Wärme zustande kommen können.

Unzweifelhaft gelangt bei dieser Erklärung wieder jene großzügige Symmetrie zu ihrem Rechte, welche die Ostalpen trotz aller Umdeutungen klar und unverwischbar besitzen.

Ich nehme, wie Fig. 19 angibt, einen dreifaserigen Gebirgstreifen von geradem Verlaufe zunächst als naturgegeben an und untersuche

nun, welche Formen etwa bei einer Verbiegung dieses Streifens in der Kugelfläche der Erde entstehen. Da die Krümmungen dieser Fläche für die hier betrachteten Dimensionen noch ziemlich bescheiden sind, so kann man sich bei entsprechender Vorsicht auch der Projektionen auf einer Ebene bedienen.

Denkt man sich diesen Streifen z. B. an einem Ende festgehalten und am anderen so verschoben, daß sich eine kräftige Verbiegung ergibt, so wird bekanntlich die Mittelfaser in ihrer Länge ziemlich unverändert bleiben, während die Außenfaser stark verlängert, die Innenfaser stark verkürzt wird.

In einem derartig verbogenen Gebirgsstrang hätten wir also von Außen nach Innen eine Zone von starker Streckung, eine ziemlich unveränderte Mittelzone und endlich eine Zone von Pressung und Quersaltung zu erwarten (Fig. 19). Es liegt auf der Hand, daß in den Alpen nirgends eine solche Anordnung der Zonenstrukturen verwirklicht ist.

Da aber die Verbiegung des Alpenstranges eine sehr lebhafte ist, so müßten diese Strukturunterschiede zwischen Innen- und Außenfaser ja außerordentlich deutlich entwickelt sein. Sie sind bestimmt nicht vorhanden.

Also hat entweder überhaupt keine Verbiegung stattgefunden und die Alpen waren von Geburt aus krumm oder es hat sich die Verbiegung unter ganz anderen Bedingungen vollzogen. Eine solche Möglichkeit ist vorhanden, wenn z. B. die einzelnen Fasern jede die Biegung für sich und ziemlich unabhängig von der Nachbarfaser ausführen kann.

Dies ist nur zu erreichen, wenn an der Grenze der einzelnen Fasern gegeneinander weitgehende Verschiebungsmöglichkeiten gestattet sind.

Es findet dann keine einheitliche Verbiegung der ganzen Zone, wohl aber eine solche der einzelnen Fasern statt, wobei dieselben gleichsam aneinander vorbeigleiten.

Es ist für ein derartiges Verbiegungsgebilde vielleicht der Vergleich mit einer dicht von Eisschollen bedeckten Flußschlinge, also mit einer ungleichen Strömung, näherliegend als der mit einer Falte mit vertikaler Achse.

Um nun aber so mächtige Verbiegungen auf diese Weise erklären zu können, ist man gezwungen, sehr bedeutende gegenseitige Verschiebungen an den Fasergrenzen in die Rechnung einzusetzen. Ein Überblick über die mediterranen Gebirgsschlingen nach L. Kober — Bau der Erde — Fig. 20 — zeigt uns sofort die riesigen Dimensionen und die weitausgreifenden Folgen einer solchen mechanischen Auslegung der Schlingenbildung. Daher ist vermehrte Vorsicht bei diesen Überlegungen am Platze.

Zur Prüfung dieser Hypothese stehen uns verschiedene Wege offen, von denen wir einige nun begehen wollen.

Wenn es sich bei dieser Schlingenbildung im wesentlichen um ein ungleiches Nebeneinanderverschieben von Nachbarzonen handelt, so müssen die einzelnen Fasern auch nach der Verschiebung noch so ziemlich dieselbe Gesamtlänge wie vorher innehaben. Eine flüchtige Aus-

messung ergibt hier zwischen der ausgestreckten Länge von Bel. Kordillere—Pyrenäen—Alpen—Karpathen—Balkan—Kaukasus und jener vom Atlas—Apennin—Dinariden—Helleniden—Taurus—Iraniden einen Unterschied von zirka 4 Prozent.

Das kann vielleicht nur ein Unterschied sein, der ganz innerhalb der hier vorhandenen Fehlergrenze liegt.

Ich folge bei dieser Überlegung dem Vorbild von L. Kober, welcher nach meinem Dafürhalten hier zum erstenmal eine richtige Verbindung der einzelnen Gebirgszüge zu einem einheitlichen mediterranen Schlingenbild entworfen hat. Jedenfalls führt die ausgestreckte Länge der beiden Gebirgsfasern zu einem auffallend ähnlichen Wert, was man in gewissem Sinne als eine erste Bestätigung für eine zutreffende mechanische Deutung nehmen kann.

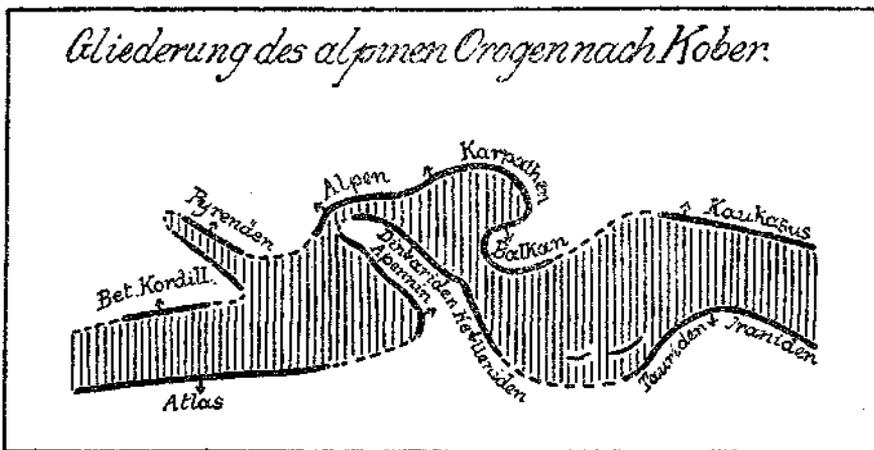


Fig. 20.

Zuviel Gewicht möchte ich aber auf diesen Beweis nicht legen, weil schließlich die Verbindungen der einzelnen Bogenstücke nur hypothetisch ergänzt und große Strecken auch heute noch sehr unvollkommen bekannt sind.

Eine andere mechanische Forderung unserer Ableitung besteht dann in der Häufigkeit von Verschiebungen parallel zum Gebirgsstreifen und von quer dazu aufgeworfenen Faltungen.

Diese Forderung ist wenigstens in den Alpen weitgehend erfüllt und ihre Bedeutung tritt bei jeder genaueren Neuaufnahme Schritt für Schritt ständig klarer hervor.

Etwas Ähnliches ist auch in den anderen Bogenstücken ziemlich wahrscheinlich.

Bevor wir nun weiterschreiten, ist es von Vorteil, neben der Zerlegung eines Gebirgsstranges in mehrere Fasern auch noch das Bild von mehreren zueinander annähernd parallelen Gebirgssträngen zu berücksichtigen, welche durch ungefaltete Streifen oder Streifen anderer Bauart voneinander getrennt sind.

Der Einfachheit halber bediene ich mich nur eines „doppelgeleisigen“ Faltenstranges (Fig. 21). Versucht man nun, ein solches Gebilde in der Ebene seiner Hauptausdehnung zu verbiegen, so gelingt das nur, wenn nicht nur die gefalteten, sondern auch die ungefalteten Teile entsprechende, zusammenpassende Bewegungen ausführen.

Die Bedingungen dafür sind allerdings sehr verschiedene. Während die gefalteten Schichtstreifen der Faltenstränge gerade in dieser Ebene unschwer verbogen werden können, ist dies z. B. bei horizontal liegenden Schichten, die hier als „Versteifungen“ wirken, in derselben Weise unmöglich.

Das System ist also, falls die Zwischenstreifen nicht nachgiebig sind, unverbiegbar.

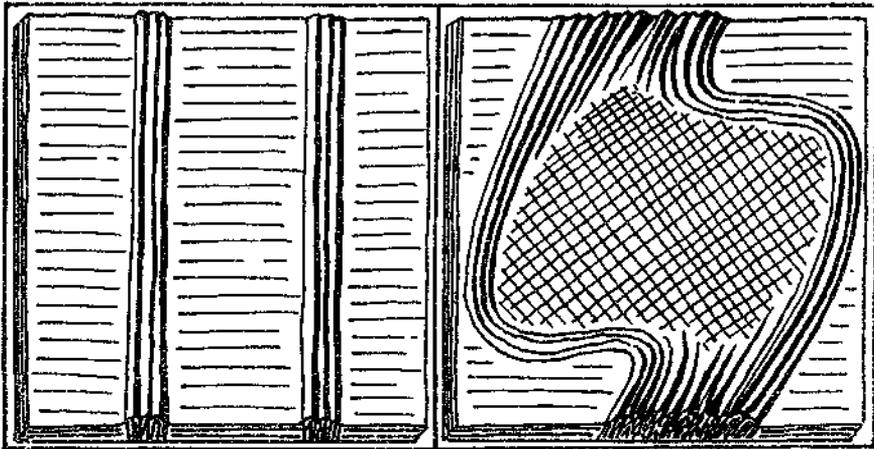


Fig. 21. Links: Ausgangsform zwei parallele Faltenstränge, welche durch ein Mittelfeld getrennt werden. — Rechts: Verbiegung dieses Systems, wobei das Mittelfeld entsprechend verengert und verbreitert wird.

Machen wir also die Annahme, daß nicht nur die Faltenstränge verbiegbar, sondern auch ihre Einfassungen entsprechend nachgiebig seien. Ist dies der Fall, so können Verbiegungen zustande kommen, wobei sich gleich zwei Arten derselben unterscheiden lassen.

Es sind dies einerseits Verbiegungen, wobei die ursprünglich ziemlich parallelen Faltenstränge auch nach der Verbiegung noch miteinander abstandsgleich verlaufen, andererseits solche, wo nach der Verbiegung die Zwischenabstände zwischen den Strängen verschiedene geworden sind.

Der erste Fall kann hier seiner Seltenheit wegen flüchtig gestreift werden. Er könnte, wie Fig. 22 zeigt, am leichtesten durch ungleiche Differentialverschiebungen senkrecht zum Streichen herbeigeführt werden. Dabei bleiben die Zwischenabstände der Stränge unverändert. Eine solche Entstehung ist im Erdbild nirgends vorhanden.

Läßt man aber die Verbiegungen durch Schub parallel der Streichrichtung entstehen, so ist eine derartige Regelmäßigkeit in der Ausführung nicht zu erreichen. Noch weniger ist dies möglich, wenn die Verbiegungen durch ungleiche Strömungen parallel zu den Strängen

herbeigeführt werden. Weit reichere Anwendungsfähigkeiten wohnen dem zweiten Fall inne.

Für diesen ist die größte Abweichung von der Regelmäßigkeit erreicht, wenn den Mulden des einen Stranges die Sättel des anderen und umgekehrt zugeordnet erscheinen (Fig. 23).

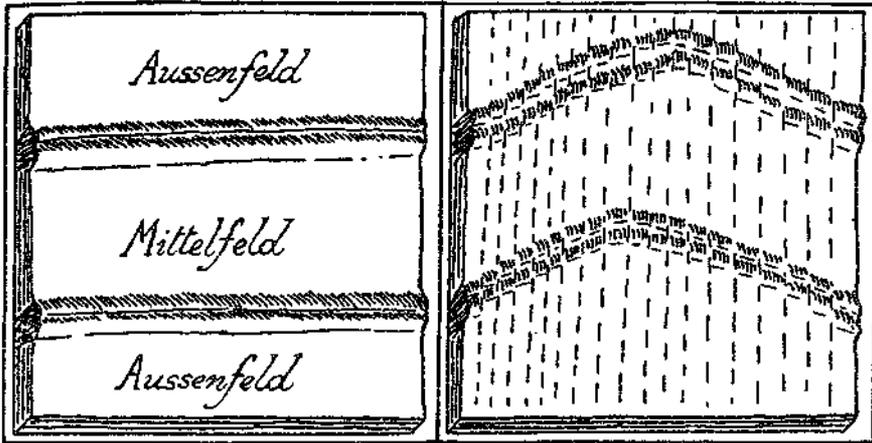


Fig. 22. Links: Ausgangsform zwei parallele Faltenstränge, welche durch ein Mittelfeld getrennt werden. — Rechts: Bogenförmige Verlagerung der Faltenstränge durch Differenzialverschiebungen.

Denkt man sich die Verbiegungen als Wellen, so würde dieser Fall bei einem Unterschied von einer halben Wellenlänge zustande kommen. Es ist wichtig, daß auch in diesem Falle die Größe der Fläche des Zwischenfeldes dieselbe geblieben und nur eine Umformung eingetreten

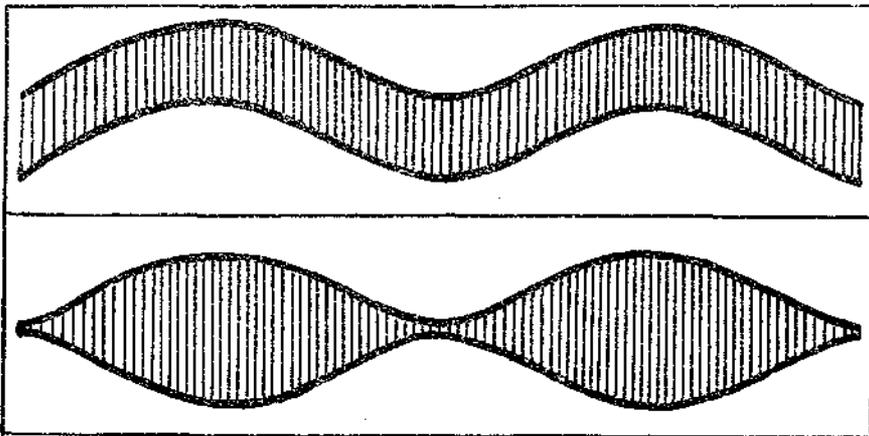


Fig. 23. Im oberen Schema ist das Mittelfeld zwischen den verbogenen Faltensträngen gleich breit, im unteren sind durch Verschiebung im Streichen Verengungen und Verbreiterungen des Mittelfeldes bei gleichem Flächeninhalt entstanden.

ist, in der Weise, daß die Verschmälerungen dieser Zone durch entsprechende Verbreiterungen wieder ausgeglichen werden.

Wie kann sich nun geologisch eine solche Umformung der Zwischenzone zu Verschmälerungen und Verbreiterungen herausbilden?

Eine geringe Verschmälerung kann schon durch Einsenken, eine stärkere durch Faltung und Überschiebung herbeigeführt werden.

Schwieriger steht es mit der Herstellung von Verbreiterungen. Die Gesteine besitzen eine sehr geringe Dehnbarkeit und antworten auf starken Zug mit Zerreißen. Diese Zerreißen entlasten die tieferen Zonen und führen zum Auftrieb des Magmas, welches die Lücken leicht auszufüllen vermag.

Mit diesem Mittel zur Verschmälerung und Verbreiterung ist unser Problem aber noch nicht erledigt, da ja das Wesentliche in einer Ausgleichung von Verlust und Gewinn innerhalb des Zwischenfeldes besteht, das heißt, es muß aus dem Gebiet der Verschmälerung Masse in das Gebiet der Verbreiterung überliefert werden. Dies ist jedoch an oder nahe der Oberfläche bei festen Gesteinen in dem hier nötigen Umfang nicht zu erreichen. Es kann nur auf dem Wege eines tiefer liegenden Massenausgleiches bewerkstelligt werden. So gelangen wir auch bei diesem Problem wieder zu der Unterströmungshypothese.

Wir sind also bereit, für die Herausbildung von solchen Verschmälerungen und Verbreiterungen zwischen weithin ziehenden, kräftig verbogenen Gebirgssträngen die Mitwirkung der Unterströmungen heranzuziehen.

Durch die ungleiche Verbiegung von ursprünglich annähernd parallelen Faltensträngen werden Bereiche von Verschmälerungen und von Verbreiterungen neu geschaffen, zwischen denen Massenausgleichungen mit Hilfe von Unterströmungen eingeleitet werden. Diese Unterströmungen müssen aus den Bereichen der Verschmälerungen gegen die Verbreiterungen zu fließen.

Sie wirken im ersteren Gebiet unterirdisch einsaugend, versenkend, im zweiten aufsteigend und auseinanderschiebend.

Betrachten wir nach diesen geometrischen Überlegungen das mediterrane Schlingengebiet, so muß man wohl zugestehen, daß die Anhäufungen von Einbrüchen, Senkungsfeldern und vulkanischen Ergüssen ungefähr an jenen Stellen liegen, welche nach den obigen Ausführungen dafür in erster Linie in Betracht kommen.

Es sind dies innerhalb des gewaltigen Bogens der Karpathen die große Einsenkung des ungarischen Beckens mit seinen reichen vulkanischen Ergüssen, innerhalb des noch mächtigeren Bogens von Atlas-Apennin die Versenkungszone des Tyrrhenischen Meeres mit ihren Vulkanen, innerhalb des Bogens von Helleniden-Tauriden die Versenkungszone des Ägäischen Meeres mit ihren Vulkanen.

Es handelt sich hier um gewaltige Auflockerungen des ganzen Gefüges bis in große Tiefen hinunter und um das Aufsteigen von glutflüssigen Massen in die durch die „Verbreiterungszonen“ geschaffenen Lücken.

Dabei hat es weiter den Anschein, als ob zu enge Schlingen der Faltenstränge, wie z. B. jene von Dinariden-Apennin schon wieder dem Aufsteigen von großen Eruptivmassen eher ungünstig und in den Raumverhältnissen dafür zu beschränkt seien.

Wie man diese Erscheinungen auch in die Hand nehmen mag, der Gedanke eines innigen Zusammenhanges zwischen den benachbarten Abschnürungen und den Ausweitungen eines ursprünglich ziemlich gleich breiten Mittelfeldes zwischen parallelen Faltensträngen erweist

sich als ein Führer zu weiten, neuen Einblicken in die Struktur der Erdoberfläche. Von diesem Standpunkte aus wird auch das Verhältnis der Ostalpen zu dem ungarischen Becken in mancher Hinsicht aufgeklärt. Fig. 24.

Die zentralen Ostalpen öffnen sich wie eine Trompete gegen das ungarische Becken, während im Norden wie im Süden ihre Außenfasern mit kräftigen Verbiegungen weiterziehen. Das erweckt nach den vorhergehenden Überlegungen den Eindruck, daß die Zentralalpen mit dem ungarischen Becken in der Verwandtschaftsbeziehung von „Verengungs-Verbreiterung“ stehen.

Das heißt mit anderen Worten, daß die Zentralalpen ein stark zusammengepreßtes Stück eines alten Mittelfeldes, das ungarische Becken dagegen ein stark erweitertes Stück derselben Zone vorstellen.

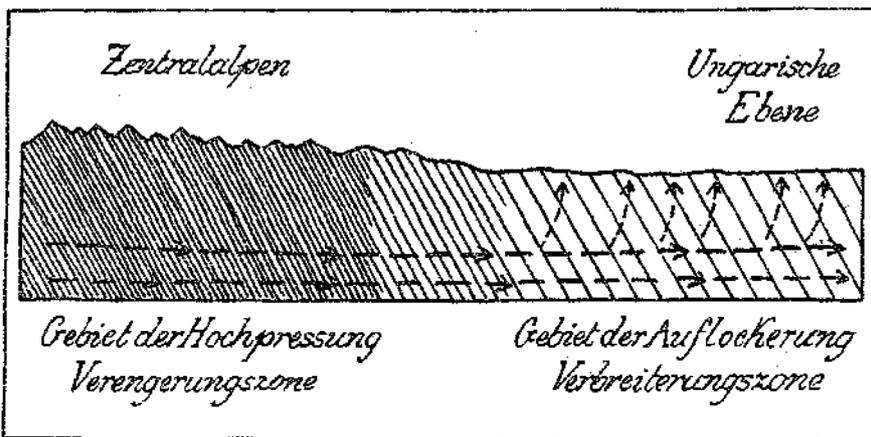


Fig. 24. Die Pfeile sollen den Lauf der „Unterströmung“ und die Einfüllung von Magma in die Fugen der Verbreiterungszone andeuten.

Wir haben also zu erwarten, daß unterirdisch von den Zentralalpen eine Massenabströmung gegen das ungarische Becken stattgefunden hat. Die Schwere messungsbefunde lassen sich damit in eine gute Übereinstimmung bringen, Massenabgang in den Zentralalpen gegen Osten zu allmählich übergehend in den Massenüberschuß der großen ungarischen Tiefebene.

Der Übergang der Zentralalpen in das ungarische Senkungsfeld mit seinen reichen vulkanischen Ergüssen wird durch eine Reihe von vermittelnden Absenkungen und Eruptiveinschaltungen prachtvoll geologisch illustriert.

Folgt man dieser Auffassung der inneren Zusammenhänge, so würden hier die beiden Außenfasern, also die Nord- und Südalpen, in ihrer ersten Anlage zueinander annähernd parallele Faltenstränge vorstellen, die durch ein anders gebautes, ziemlich breites Mittelfeld voneinander getrennt waren.

In einer späteren Zeit wurde nun dieser tektonische Primärverband derart deformiert, daß die beiden Faltenstränge zu ungleichen Schlingen verbogen und das Mittelfeld im Einvernehmen damit bald verengt, bald verbreitert wurde.

Die stärkste Verengung des ganzen mediterranen Systems ist in den Alpen vorhanden, wo das alte Mittelfeld zu den heutigen Zentralalpen aufgefaltet wurde, während in den Verbreiterungen andere Teile desselben Feldes auseinander gerissen, versenkt und mit Eruptivmassen überschwemmt wurden.

Große Strecken dieser Verbreiterungszonen werden heute naturgemäß vom Meere, andere von Tertiärablagerungen bedeckt.

Der Übergang von einem engstens aufgepreßten zu einem stark erweiterten Mittelfeld ist wohl nirgends so schön wie zwischen Ostalpen und ungarischem Becken zu erkennen.

Lenken wir noch einmal unseren Blick von dieser Fernsicht auf die tektonischen Ergebnisse an der Grenze zwischen Nordalpen und nördlicher Grauwackenzone zurück, so lassen sich dieselben unschwer mit diesen allgemeineren Befunden in Übereinstimmung bringen.

Die alte präzenomane Faltung und Erosion würde wenigstens für die Nordalpen das hohe Alter dieser „Aussenfaser“ und ihre relative Selbstständigkeit bezeugen.

Die gewaltigen, von Süden her später eingetretenen Großüberschiebungen, welche die „Ultradecken“ auf die Nordalpen luden, wären dann vielleicht mit der enormen Verengung des alten „Mittelfeldes“ zwischen Nord- und Südalpen in Verbindungen zu bringen. Wenn das stimmt, so haben wir auch in den Südalpen eine ähnliche Struktur wie in den Nordalpen zu erwarten. In den westlichen Südalpen ist die Existenz von großen Überschiebungen, verbunden mit drehenden Bewegungen, bereits seit 1894 von Maria Ogilvie Gordon durch sorgfältige Feldbeobachtungen festgestellt und vertreten worden.

Diese, wie mir scheint, sehr wichtige Entdeckung und glückliche mechanische Deutung wurde insbesondere durch den Einfluß von E. Suess ganz in den Hintergrund gedrängt.

Ich hebe diese Tatsache hier besonders hervor, einerseits um der Entdeckerin zu ihrem Rechte zu verhelfen, andererseits um die Bedeutung der „Torsionsstruktur“ zu erläutern. Was Ogilvie Gordon besonders in ihren Arbeiten 1899 und 1910 als „Torsionsstruktur“ beschrieben hat, gehört zu derselben Gruppe von Bewegungsbildern, für welche ich die Bezeichnung „Wirbel mit vertikaler Achse“ gewählt habe. Mit gewisser Einschränkung könnte man auch noch allgemeiner von einer „Beugung von Bewegungsstrahlen“ sprechen.

Die Einzelercheinungen sind von Ogilvie Gordon sehr klar beschrieben worden.

Die Großeinordnung fällt mit der Bogenform der Südalpen zusammen, was, wie ich glaube, auch immer die Meinung von Ogilvie Gordon gewesen ist.

In den östlichen Südalpen hat wohl Kossinat zuerst Überschiebungen in großer Ausdehnung nachgewiesen.

Hier haben wir insbesondere von seinem Nachfolger Winkler wichtige neue Angaben zu erwarten. Daß auch im Bereiche der Julischen Alpen vielleicht mit „Ultradecken“, also hier von Norden her über die „Verschlückungszone“ gewanderten Schubmassen, zu rechnen ist,

scheinen mir die von F. Teller auf dem Pokljuka Plateau entdeckten Schubmassen nahezulegen.

Es sind dies aber zunächst nur Vermutungen, die erst einer feldmäßigen Prüfung unterzogen werden müssen. Daher sollen auch diese Ausführungen hier keinerlei Vorwegnahmen, sondern nur Arbeitshypothesen bedeuten.

Wohl aber führt diese geometrische Arbeitsmethode zu einer entschiedenen Ablehnung des Nappismus und damit auch zu einer solchen der primitiven Kontraktionslehre (siehe auch Sander — Jahrbuch 1923 primitiver Nappismus).

Was wir heute sowohl bei der Struktur der Faltengebirge (Schubgebirge) wie auch bei jener der großen Faltengebirgsschlingen von diesem Standpunkte aus mit Sicherheit erkennen können, ist ein sehr großes Ausmaß von Bewegungen, die sich aber nicht zu dem Bilde einer stetig oder unstetig fortschreitenden Kugelkontraktion zusammenfügen lassen. Wie gerade wieder der hier vorgelegte Gedanke der Umformung eines Mittelfeldes zwischen parallelen Faltensträngen zu Verengerungs- und Verbreiterungszonen nahe legt, handelt es hier vielmehr um großartige Verschiebungen, und zwar sowohl um Massenverschiebungen an der Oberfläche als auch um noch ausgedehntere in der Tiefe, welche wohl auch die Träger der ersteren sein werden.

Es ist denkbar, daß derartige Faltungen und weiter auch Verschlingungen von Faltensträngen bei gleichbleibendem oder sogar sich noch vergrößerndem Erdumfang zustande kommen. Die Kontraktion der Erde ist dazu nicht erforderlich. Damit soll aber weder ihre Möglichkeit noch auch ihr Vorhandensein geleugnet werden.

Es wird eine Aufgabe der Fortsetzung dieser Arbeit sein, diese Methoden noch weiter auszubauen, und neue Anwendungen derselben zu zeigen.

Wien, Jänner 1924.

Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung von Feldbach (Steiermark).

Von Josef Stiny.

(Mit 6 Textfiguren.)

Die auf genauen Begehungen fußenden Untersuchungen A. Winkler's¹⁾ haben unsere Kenntnis der Tertiärablagerungen Steiermarks im allgemeinen und im besonderen jene von der Verbreitung der einzelnen Stufen des Jungtertiärs in der Gegend von Gleichenberg und Gnas ganz wesentlich gefördert und manches Rätsel der Tektonik des steirischen Tertiärs gelöst. Ohne mich in das Forschungsgebiet dieses scharfsinnigen Beobachters eindringen zu wollen, möchte ich es mir doch nicht versagen, anknüpfend an seine Forschungen einige neue Fundstellen jungtertiärer Mollusken zu beschreiben, welche ich gelegentlich der Aufsuchung von Baumaterialen, Kohlenflötzen usw. zufällig fand.

Als erste soll die obersarmatische Fauna von den Bräuhausteichen bei Unterweissenbach, westlich von Feldbach, erwähnt werden. Hier findet sich in dem Graben, der von Punkt 331 der Spezialkarte (Blatt Gleichenberg) gegen NO zum Weissenbache herabzieht, unter versteinierungsführendem, blauem Tegel ein 20 bis 25 cm mächtiges Lignitflötz, in dessen Liegenden zuerst sandige Tegel mit Versteinerungen, sodann gelbrote, sandige Lehme mit Kohlenspuren auftreten.

Die Fauna besteht aus:

- Solen subfragilis* Eichw.,
- Maetra Vitaliana* d'Orb. var. *ponderosa* Andrussow,
- Cardium* cf. *obsoletum*, nahestehend dem C. Karreri Fuchs,
- Modiola Volhynica* Eichw., sehr häufig,
- Fragilia fragilis* Linné,
- Ervilia Podolica* Eichw.,
- Tapes gregaria* Partsch,
- Nerita picta* Eichw., massenhaft, mit den verschiedensten, oft prachtvollen, farbigen Zeichnungen.
- Buccinum duplicatum* Sow.,
- Cerithium mitrale* Eichw., sehr häufig,
- „ *disjunctum* Sow.,
- Melanopsis* spec.,
- Capulus* spec.,
- Dentalium* spec.,
- Helix* cf. *Doderleini* Brus., ähnlich der *H. Chaisi* Mich.,
- „ spec.,
- Valvata Furlici* Brus.,
- Vitrina* cf. *Rillyensis* Boissy,
- Hydrobia Frauenfeldi* M. Hoernes,
- „ *ventrosa* Mont.,
- Rissoa laevigata* Eichw.,

¹⁾ A. Winkler, Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Ib. R. A., 1913, S. 503 ff.

Das Auftreten von *Helix* spricht für den strandnahen Charakter der Bildung, die übrigen Formen lassen sich gleichfalls mit dem Leben in einer brackigen, abgeschlossenen Bucht in Einklang bringen. Die Seehöhe des Fundortes beträgt ungefähr 295 m.

Dieses Vorkommen obersarmatischer Tierreste entspricht dem Ausbisse eines obersarmatischen, versteinierungführenden Mergels, welcher in dem sogenannten „Eisengraben“ („äusserer Graben“) — dem Wassergraben zwischen dem Punkte 331 der Spezialkarte und dem Feldbacher Kalvarienberge — entblößt ist. Gegen S zu steigt die fossilienführende Schicht allem Anscheine nach an; denn südlich vom Weiler Oberweisseubach wurden auf dem der Kapelle gegenüberliegenden Gehänge, etwa beim Buchstaben „e“ der Ortsbezeichnung Oberweissenbach, vor Jahren in einer Seehöhe von rund 325 m versteinungsreiche Mergelkalke gebrochen, deren Trümmer noch jetzt da und dort am Waldrande herumliegen. Da die beiden fossilienführenden Ausbisse ungefähr 2100 m nach der Luftlinie voneinander entfernt sind, ergibt sich ein durchschnittliches Einfallen von 14 aufs Tausend gegen NNO. An Arten wurden bestimmt:

- Maetra Vitaliana* d'Orb. var. *ponderosa* Andrussow,
- Cardium* cf. *obsoletum* Eichw.,
- „ *obsoletum* var. *Feldbachense*,
- Cerithium mitrale* Eichw.,
- „ *disjunctum* Sow.,
- Trochus Podolicus* Eichw.

Ein weiterer wichtiger, bisher unbekannter Fundort von Versteinierungen wurde durch Schürfarbeiten im Gütlergraben aufgeschlossen. Dieser Wasserriß — wie alle in der Gegend mit kesselartigem Talschlusse beginnend — streicht von der Ziffer 3 der Kote 397 der Spezialkarte gegen W und mündet beim Buchstaben B der Bezeichnung „Baumbuch“ in den Ödter Graben.

Im südlichen Gabelaste des Talschlusses beißt ein dünnes Kohlenflötz aus; hier wurde nachstehende Schichtfolge erschlossen:

314 — 310·75 m Seehöhe: Rotfarbene, zum Teil (infolge Humussäureausscheidungen?) geradezu tiefbraune Sande mit großen Glimmerblättchen und Kieseln, Kreuzschichtung zeigend, nach oben vergrößernd.

310·75 — 310·15 m: Gelbe Tone mit zahlreichen, zum Teil wohl erhaltenen Blattabdrücken.

310·15 — 310 m: Kalkmergel, bzw. Mergelkalk, weißlich bis zartrosa gefärbt (Schneckenkalk). Mit zahllosen Resten von *Cerithium disjunctum* Sow., *C. pictum* Bast., *Modiola Volhynica* Eichw., *Neritina* spec.

310 — 309·65 m: Lignitflötz; fällt sehr sanft gegen N. Gegen NW auskeilend. Stellenweise fehlen im Hangenden die Tone und Kalke, so daß die Kohle unmittelbar das Liegende der Sande darstellt, welche dann durch feine, Blattreste führende Mehlsande eingeleitet werden.

309·65 — 309·15 m: Blauer, sandiger Tegel mit zahlreichen Muschelschalen und Schneckengehäusen. Vorläufig wurden bestimmt:

- Solen subfragilis* Eichw.,
- Maetra* cf. *caspia* Eichw.,
- „ *Vitaliana* d'Orb. var. *ponderosa* Andrussow,
- „ *Vitaliana* d'Orb. var. *Vitaliana* Andrussow,
- Tapes gregaria* Partsch,

Cardium cf. obsoletum Eichw.,
 „ *Feldbachense mihi*,
Modiola Volhynica, Eichw.,
 „ *marginata*, Eichw.,
Donax lucida Eichw.,
Ervilia Podolica, Eichw.,
Buccinum duplicatum Sow.,
Trochus pictus Eichw.,
 „ *Podolicus* Dub.,
Potamides Hartbergensis Hilber,
Cerithium disjunctum Sow.,
 „ *cf. bicinctum* Eichw.,
 „ *mitrale* Eichw.,
 „ *rubiginosum* Eichw.,
 „ *submitrale* Eichw.,

Neritina spec.,
Nerita picta Fer.,
Conus spec.,
Bulla Lajonkaiareana Bast.,
Hydrobia Frauenfeldi M. Hoernes,
 „ *ventrosa* Mont.,
Paludina protracta Eichw.,
Terebra spec. (vielleicht *T. Blainvilles* Eichw.).

Die Fauna des Gätlergrabens mit ihren an 27 Arten und Abarten ist die reichste bisher bekannte sarmatische Fauna Oststeiermarks. Nach ihr folgen die Fauna von Todterfeld mit 23 und von Löffelbach mit 22 Arten.¹⁾

Während in der Mergelbank *Cerithium pictum* Bast. gegenüber *C. disjunctum* Sow. weitaus vorherrscht und Muschelreste spärlich vorkommen, kehrt sich im Tegel das Verhältnis um. Hier gewinnen neben *Cerithium disjunctum* die Muscheln die Vorherrschaft.

Nach unten zu nimmt der Tegel immer mehr feinsten Sand auf und geht dann in die folgende Schicht über. Hand in Hand damit geht eine Abnahme des Fossilreichtums.

309-15—307-15: Dünnschiefriger, feinkörniger, mittelharter, blaugrauer Sandstein.

Eine Rösche, welche wenige hundert Meter von diesem Profile entfernt in einem westlicher gelegenen Seitengraben gezogen wurde, zeigte eine ganz ähnliche Schichtenfolge mit Pflanzen- und Tierresten. Nur ist dort die Mächtigkeit des Braunkohlenflötzes (305 m Seehöhe) bereits auf 10 cm gesunken, und es wird der Tegel gegen die Tiefe zu speckiger und zäher, statt zu versanden. — Das gleiche Flötzchen beißt auch in dem Graben aus, welcher vom Südgehänge des Baumbuchberges gegen die Kote 295 im Giemer Tale hinabzieht.

Es besteht kein Zweifel, daß diese Schichtenfolge im Sinne der Ausführungen Winklers²⁾ obersarmatischen Alters ist. Folgerichtig wird man auch das Alter der Braunkohle als sarmatisch bezeichnen müssen. Das Vorkommen schlägt eine Brücke zu der von V. Hilber entdeckten Fundstelle sarmatischer Tierreste bei der Brücke über den Giemerbach östlich des Weilers Untergiem unweit des W. H. Unterberger, welche bisher als das nördlichste obertägige Vorkommen der sarmatischen Stufe in der Gegend von Feldbach galt.

¹⁾ Hilber V. Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Ib. R. A. 1894, 44. Bd., S. 402.

²⁾ Winkler A., Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs, Ib. R. A. Wien 1913, Bd. 63, 3. Heft.

Einige hundert Meter nördlich dieses Ausbisses versteinierungsführender, obersarmatischer Schichten im Giemerbachtale wurden östlich des Punktes 295 der Spezialkarte ungefähr beim Buchstaben „m“ der Bezeichnung „Giemerbach“ mittels mehrerer Schurfröschen schwache Kohlenflötze angefahren, deren Hanges und Liegendes nachstehende Mollusken enthielt:

- Maetra Vitahiana* d'Orb. var. *ponderosa* Andruss., bis zu 52mm lang, 46mm breit,
Tapes gregaria Partsch, bis zu 39×29mm groß,
Nerita picta Eichw.,
Paludina cf. *avia* Eichw.,
Cerithium mitrale Eichw.,
 „ *rubiginosum* Eichw.,
 „ f. *Florianum* Hilber,
 „ f. *vicinctum* Eichw.,
 „ *disjunctum* Sow.,
Buccinum duplicatum Sow.,

Auch diese Fauna ist obersarmatischen Alters. Weiters wurden im Untergrunde des Raabtales zwischen Feldbach und Mühldorf gelegentlich von Brunnenbohrungen wiederholt typisch obersarmatische Schichten durchsunken. So z. B. am Fuße des Steinberges bei Mühldorf in 226·55—222·95m Seehöhe (Feldbach liegt in 282m Seehöhe) festgenackene Sande mit *Cerithium mitrale* Eichw. und *C. disjunctum* Sow. in einem benachbarten Bohrloche in 254·68, bzw. 233·46, 211·43, 179·73 und 173·53m Seehöhe dieselben Schneckenarten, östlich der Stadt Feldbach in 194·11m Seehöhe *Cerithium disjunctum* Sow.; beim Weiler Burgfried erbohrte man in 227·05m Seehöhe lehmige Sande mit Cardenschalen, darunter in 221·05m Seehöhe einen harten Letten mit Resten von *Cerithium mitrale* Eichw., *C. rubiginosum* Eichw., *C. disjunctum* Sow., *Tapes gregaria* Partsch, *Maetra Podolica* Eichw., in 207·05m Seehöhe dann einen Sandstein mit *Maetra Podolica* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch und *Cardium obsoletum*.

Alle diese Funde beweisen, daß die obersarmatische Stufe nicht nur obertags in der Umgebung von Feldbach bis zum Raabtale verbreitet ist, sondern auch in der Tiefe in einer Mächtigkeit von über 100m im Untergrunde des Raabtales, verdeckt durch den Jungschutt des Flusses und seiner Seitenbäche, vertreten ist. Damit bestätigt sich die Vermutung, die Dreger¹⁾ unlängst aussprach, daß sich sarmatische Ablagerungen noch an vielen Orten des oststeirischen Hügellandes zwischen Mur und Raab werden feststellen lassen.

Nördlich des Raabflusses konnte ich bisher keine sicheren Vorkommen obersarmatischen Alters beobachten. Die obersarmatischen Schichten tauchen am Südrande des Raabtales unter jüngere Bildungen, welche im allgemeinen als sehr versteinungsarm bezeichnet werden müssen.

Südlich des Raabflusses führen diese jungen pontischen Bildungen an mehreren Orten Versteinungen. So enthält z. B. etwas südlich der Ziffer 3 des Höhenpunktes 397 bei der Bezeichnung „Baum-

¹⁾ J. Dreger, Geologische Mitteilungen aus dem Kartenblatte Wildon und Leibnitz in Steiermark. V. R. A. 1913, S. 72, Schlußsatz.

buch“ der Spezialkarte (Blatt Gleichenberg, Zone 18, Col. XIV) ein durch einen zum Bauerngute Zangl hinabführenden Hohlweg aufgeschlossenes Zwischenmittel innerhalb ockerfarbiger Sande zahlreiche Reste von Kongerien (*Congeria spathulata* Partsch, *C. ornithopsis* Brus. usw.)

Einen weiteren Fundpunkt von Tierresten der Kongerienstufe entdeckte ich in unmittelbarer Nähe von Feldbach. Unweit des Wirtshauses „zum Ungartore“ zweigt von der nach Oedt und Meierdorf führenden Bezirksstraße ein Karrenweg ab, der zur Höhe des Österreichberges führt. Noch vor dem auch in der Spezialkarte verzeichneten Kreuze erreicht man eine Sandgrube, welche dem Bauer „Posch“ gehört. Man beobachtet hier die nachstehende Schichtfolge:

1—100 cm (331 bis 330 m Seehöhe): Ackererde, darunter schwachsandiger Letten;
100—130 cm (330 bis 329.70 m Seehöhe): Tegel, ganz erfüllt mit Kongerien (*Congeria ornithopsis* Brus., *C. spathulata* Partsch), denen sich riesige Gehäuse von *Melanopsis impressa* Krauß zugesellen.

130—400 cm (Grund der Grube, 327 m Seehöhe): mittelkörniger, glimmeriger, zum Teil rescher Sand mit unreineren Zwischenlagen und Schmitzen von oft wunderbar geformten Konkretionen, für welche meist kalkhaltige, zum Teil aber auch eisenhaltige Lösungen das Bindemittel lieferten.

Der Sand führt häufige Gehäuse von *Melanopsis impressa* Krauß, *Melanopsis Bouei* Fer., *Niritina Grateloupana* Fer., *Valvata*, *Hydrobia*, *Planorbis* spec., Schalenreste von *Cardium conjungens*, *Ostrea* spec., *Congeria spathulata* Partsch, *C. ornithopsis* Brus. usw.

In etwa 210 cm Tiefe führt eine kaum 5 cm dicke Schmitze massenhafte Reste von Melanopsiden, in deren Mundöffnungen zahlreiche Jugendformen von *Congeria*, *Hydrobia* usw. vor der Zerstörung geschützt blieben.

Die Tierreste beweisen das pontische Alter der Sandschichten. Im Liegenden sind entlang des Hohlweges Schotter entblößt, welche in einer lehmig-sandigen Masse eingebettet zu sein scheinen. Das Hangende bilden, wie Aufschlüsse beim „Schönleitner“-Hause am Österreichberge zeigen, zum Teil Tegel und glimmerige Schieferletten mit kohligen Spuren. Noch höher am Berge stehen gelbe, glimmerreiche Sande an, welche anscheinend gegen die Bergkuppe zu vergrößern; auch hier sind lehmreiche Lagen eingeschaltet, so z. B. am Waldrande auf der sogenannten „Alm“ nahe dem Fußpfade. Die Schichten verraten keine Störung durch vulkanische oder gebirgsbildende Vorgänge, was bemerkt zu werden verdient, da wenige hundert Schritte nördlich der erwähnten Aufschlüsse die Basalttuffmassen des Kalvarienberges und seiner Fortsetzung aus dem Tertiär auftauchen.

Die Entfernung der Kongerienfundstelle beim „Posch“ von jener im Hohlwege beim „Zangl“ im Riede Baumbuch beträgt in der Luftlinie gemessen etwas weniger als 1200 m, der Höhenunterschied etwa 18 m; nimmt man an, daß die von Kongerien erfüllte Tonlage durchstreicht und nur durch die Talhohlkehle unterbrochen ist, dann ergäbe sich ein Gefälle von rund $1\frac{1}{2}\%$ in der Richtung nach Norden, also fast genau soviel, als weiter vorne für das Fallen der obersarmatischen Schichten errechnet wurde.

Dafür, daß die Congerienschicht in diesem engeren Raume durchstreicht, spricht das reichliche Vorkommen von Congerienschalen in dem

Graben, der von der Kote 397 in nordwestlicher Richtung zu Tale zieht und ungefähr beim Buchstaben *F* der Bezeichnung „Feldbach“ in den Talbach mündet. Die Congerien finden sich hier reichlich im Schwemmschutte des Wässerleins; auf ursprünglicher Lagerstätte trifft man sie eingeschlossen in Tegelschichten von mehr als 1m Mächtigkeit etwas unterhalb des Karrenweges nahe dem Buchstaben *b* der Bezeichnung „Baumbuch“ auf der Spezialkarte. Sie liegen hier tiefer als beim „Zangl“, aber noch wesentlich höher als beim „Posch“. Die Tegelschichte bildet eine örtliche Quellebene.

Nördlich vom Raabflusse fehlen anscheinend auf weite Strecken sichere Tierreste in den mächtigen jungtertiären Ablagerungen; nur an wenigen Stellen gelang es, eine spärliche Fauna nachzuweisen. So z. B. entdeckte ich in den Sandgruben westlich des Weilers Raabau beim W. H. Eibel in den tegeligen Hangendschichten des Sandes in etwa 285m Seehöhe Schalen von *Cardium conjungens* Partsch, *Nerita Grateloupiana* Fer., *Congeria* spec. usw. Blaugraue Tegel des Weganschnittes westlich des Weilers Bärnbach am Übergange von Bärnbach nach Windisch-Hartmannsdorf enthalten reichlich Schalen verschiedener Congerien. Schließlich ist in einer Quellnische auf dem Grunde des Bauers Schöllnast im sogenannten „Kühwinkel“ (etwa 300m streng nördlich des Buchstabens „a“ der Bezeichnung „Blatthof“ der Spezialkarte) südlich des Weilers Schweinz eine Mergelbank entblößt, welche mit pontischen Tierresten (*Melanopsis Bouei* Fer., *Cardium conjungens* Partsch, *Nerita Grateloupiana* Fer., *Congeria* spec. u. a. m.) ganz erfüllt ist. Aber gerade die Aufzählung von nur drei Fundpunkten auf einer Fläche von vielen Geviertkilometern zeugt von der Versteinerungsarmut der Gegend, von der schon das alte Schrifttum¹⁾ behauptet, daß in ihr „die ausgedehnteste Verhreitung ein gelblicher, auch gelblichgrauer Sand“ habe, mit welchem „häufig mergelig-tonige, mehr oder minder eisenhaltige Lagen wechseln“.

Den besten Einblick in die Schichtfolge, um welche es sich hier handelt, gewähren die gelegentlich von Schürfungen nach Kohle gewonnenen Bohrprofile, von welchen denn auch tieferstehend einige wiedergegeben werden sollen. Die Bohrungen wurden auf einer zum Streichen des Auersbachtals senkrechten Linie am östlichen Talgehänge beim Gehöfte „Groß“, dem nördlichsten Hause der Siedlung Auersbach (Feldbach Nord), abgeteuft. Sie zeigen aufs deutlichste den raschen Wechsel von sandigen und tegeligen Mitteln sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung; Einlagerungen von Kohlenflötzen sind vorhanden, aber geringmächtig und absätzig. Die Kohlenflötze selbst könnten allenfalls noch der sarmatischen Stufe angehören. Ihr Hangendes aber gehört — wenigstens zum weitaus überwiegenden Teile — schon den Kongerenschichten an.

1) Andrae J., Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Sektion der General-Quartiermeisterstabkarte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1854. Ib. R. A. 1855, S. 265ff.

Bohrloch Nr. 1 auf der Bergkuppe am Waldrande.

Seehöhe des Tagkranzes 380 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	9·75	gelber Lehm
9·75	10·30	gelber Tegel mit Sandsteinschmitzen
10·30	10·90	blaugrauer glimmeriger feiner Sand
10·90	11·10	blauer Tegel, glimmerig
11·10	11·30	blauer glimmeriger Letten
11·30	12·80	gelber glimmeriger feiner Sand
12·80	13·95	lichtblauer Letten
13·95	15·15	gelber glimmeriger Tegel
15·15	16·00	roter feiner Sand
16·00	16·90	rötlichgelber glimmeriger feiner Sand
16·90	18·35	gelber glimmeriger sandiger Tegel
18·35	18·55	bunter Tegel, hart
18·55	19·00	gelber schwach glimmeriger Tegel
19·00	20·00	gelber schwach glimmeriger feiner Sand
20·00	21·45	gelber Tegel, schwach glimmerig
21·45	23·65	gelber Tegel
23·65	23·85	blauer Tegel
23·85	24·25	gelber glimmeriger feiner Sand
24·25	24·80	gelber, harter, schwach glimmeriger Tegel
24·80	25·00	graublauer, sandiger, glimmeriger Tegel
25·00	29·00	gelber grauer glimmeriger harter Tegel
29·00	30·00	blauer Tegel
30·00	30·90	gelber Tegel
30·90	32·10	grauer glimmeriger feiner Sand
32·10	34·45	gelblich roter glimmeriger feiner Sand
34·45	36·95	gelber glimmeriger sandiger Tegel
36·95	37·55	grauer bis weißer, stark glimmeriger, feiner Sand
37·55	37·85	lichtblauer Tegel, hart
37·85	40·25	gelber glimmeriger sandiger Tegel
40·25	41·15	gelber glimmeriger feiner Sand
41·15	42·35	lichtblauer Tegel
42·35	42·75	bunter Tegel mit schwarzem Letten
42·75	43·00	weiß bis gelber sandiger Tegel
43·00	45·10	lichtblauer glimmeriger feiner Sand
45·10	47·40	lichtblauer glimmeriger Tegel
47·40	49·50	gelber, rescher glimmeriger Sand
49·50	53·00	gelber, glimmeriger feiner Sand

Bohrloch Nr. 2 beim Grenzhage.
Seehöhe des Tagkranzes 356·33 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	1·60	gelber glimmeriger Lehm
1·60	1·90	gelber feiner glimmeriger Sand
1·90	2·10	gelber Tegel
2·10	4·80	gelber feiner glimmeriger Sand
4·80	5·70	gelber bis rötlicher, glimmeriger Tegel
5·70	6·65	gelber Tegel mit Sandsteinschmitzen
6·65	7·60	graublauer glimmeriger feiner Sand
7·50	7·60	gelberglimmiger sandiger feiner Sand mit Sandsteinschmitzen
7·60	7·90	lichtgrauer Letten
7·90	9·60	gelber glimmeriger rescher feiner Sand
9·60	10·50	gelber glimmeriger sandiger Tegel
10·50	10·60	bunter Letten
10·60	11·50	blauer Letten
11·50	11·75	schwärzliche Erde mit blauem glimmerigen Sand
11·75	11·90	Koblenschmitz
11·90	12·25	schwärzlichblauer Letten
12·25	13·20	gelber Tegel mit bunten Sandsteinschmitzen
13·20	13·45	blauer glimmeriger Letten
13·45	14·70	gelbrötlicher glimmeriger feiner Sand

Bohrloch Nr. 3 am Großgarten.
Seehöhe des Tagkranzes 337·02 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	2·60	gelblichrötlicher Letten
2·60	3·95	gelber sandiger Tegel
3·95	5·65	grünlicher Tegel
5·65	6·75	rötlicher glimmeriger rescher Sand
6·75	8·35	blauer Tegel
8·35	10·35	gelber glimmeriger feiner Sand
10·35	11·75	blauer glimmeriger feiner Sand
11·75	12·75	blauer glimmeriger Tegel
12·75	15·35	gelber rescher glimmeriger Sand
15·35	16·35	blauer Tegel
16·35	16·55	lichtblauer Tegel mit Sandsteinschmitzen
16·55	17·05	dunkelgrüner Tegel
17·05	18·55	blauer glimmeriger feiner Sand
18·55	20·15	blauer Letten
20·15	30·30	brauner schwärzlicher Letten
20·30	20·65	grünlicher Tegel
20·65	21·65	roter glimmeriger rescher Sand
21·65	22·20	lichtgelber glimmeriger feiner Sand
22·20	22·90	blaugrünlicher glimmeriger Sand
22·90	23·25	gelber glimmeriger feiner Sand
23·25	25·60	blauer glimmeriger feiner Sand
25·60	25·95	blaubrauner Letten
25·95	26·25	Kohle
26·25	26·45	blaugrauer Letten
26·45	26·80	Kohle
26·80	28·00	blauer glimmeriger feiner Sand

Bohrloch Nr. 4 im Großgarten.

Seehöhe des Tagkranzes 331·05 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	1·20	gelber bis rötlicher glimmeriger Letten
1·20	3·20	lichtblauer bis gelber glimmeriger feiner Sand mit Sandsteinschmitzen
3·20	4·55	gelber Letten mit Sandsteinschmitzen
4·55	4·90	grauer Letten
4·90	5·20	gelber glimmeriger sandiger Letten
5·20	8·60	blauer Letten
8·60	9·90	gelber rötlicher rescher glimmeriger Sand
9·90	10·30	blauer glimmeriger feiner Sand
10·30	10·65	grauer glimmeriger feiner Sand
10·65	11·70	blauer glimmeriger sandiger Tegel
11·70	12·05	grauer bis grünlicher glimmeriger feiner Sand
12·05	13·20	blauer glimmeriger feiner Sand
13·20	13·50	blauer bis schwärzlicher Letten
13·50	13·85	blauer Tegel
13·85	14·05	schwärzlicher Letten
14·05	14·25	Sandstein
14·25	15·65	weißer bis grüner Tegel
15·65	18·75	blauer glimmeriger feiner Sand
18·75	19·05	blauer Letten
19·05	19·60	Kohle
19·60	20·00	blauer Letten

Bohrloch Nr. 5 bei der Scheune des „Großhanses“.

Seehöhe des Tagkranzes 323·67 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	6·30	gelber glimmeriger Lehm
6·30	8·90	graublauer glimmeriger feiner Sand
8·90	9·40	gelber glimmeriger sandiger Tegel
9·40	9·70	blauer glimmeriger feiner Sand
9·70	9·85	blauer Letten
9·85	10·00	schwarzer Letten
10·00	10·25	Kohle
10·25	10·45	blaues Lettenmittel
10·45	10·65	Kohle
10·65	14·00	blauer Letten

Bohrloch Nr. 6 westlich des Baches.

Seehöhe des Tagkranzes 323·73 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	0·95	gelblichrötlicher Lehm
0·95	1·15	
1·15	2·15	hunter Tegel
2·15	2·35	blauer Letten
2·35	2·45	Kohle
2·45	3·50	grünlicher Tegel
3·50	3·65	Kohle
3·65	5·95	blauer bis weißlicher Tegel
5·95	8·90	blauer glimmeriger feiner Sand
8·90	9·00	blauer Letten
9·00	9·45	Kohle
9·45	9·65	blauer Letten
9·65	10·00	blauer Tegel

Bohrloch Nr. 7 westlich des Baches.

Seehöhe des Tagkranzes 331·21 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	2·20	gelber glimmeriger feiner Sand
2·20	6·15	blauer Tegel
6·15	6·75	blauer glimmeriger rescher Sand
6·75	10·30	blauer schwach glimmeriger Tegel
10·30	11·55	graublauer glimmeriger feiner sandiger Letten
11·55	11·75	blauer Letten
11·75	12·25	lichtblauer Tegel, hart
12·25	12·50	blauer rötlicher Letten
12·50	12·80	Kohle, unrein
12·80	13·10	blauer Tegel
13·10	13·40	blauer glimmeriger feiner Sand
13·40	15·55	blauer Tegel
15·55	16·95	blauer rescher Sand
16·95	17·15	blauer Letten
17·15	17·45	Kohle, rein
17·45	17·75	brauner Letten
17·75	19·50	blauer Tegel

Bohrloch Nr. 8 westlich des Baches.

Seehöhe 319·03 m.

Tiefe		Erdart
von	bis	
Meter		
0·00	0·20	Humus
0·20	0·80	gelbrötlicher feiner Sand
0·80	0·90	blauer Letten
0·90	1·30	brauner Letten
1·30	2·35	grünlicher glimmeriger feiner Sand
2·35	3·55	blauer Letten
3·55	3·85	Kohle
3·85	4·05	blauer Letten
4·05	4·35	Kohle
4·35	5·20	blauer Tegel
5·20	7·50	blauer glimmeriger feiner Sand
7·50	9·00	blauer Tegel

Anhangsweise seien die einzelnen aufgefundenen Versteinerungen einer kurzen, übersichtlichen Aufzählung unterzogen und schließlich in Faunentabellen zusammengestellt.

I. Sarmatische Stufe.

Buccinum duplicatum Sow. Die gesammelten Stücke sind meist etwas schlanker als der Typus. Vorkommen: Gütlergraben bei Feldbach, Steinbruch „Tapauf“ in Hiersdorf, Brauhausteiche bei Unterweissenbach, Giemerbach-Ostgehänge bei Untergiem.

Buccinum duplicatum Sow. var. *subcostulatum mihl.* (Fig. 1). Auf der letzten Windung treten die stumpfen Knoten in der Nähe der Naht weniger deutlich hervor, indem die Einschnürung unterhalb der Naht entweder ganz fehlt oder nur sehr seicht ist. Dadurch nähert sich die Form dem *B. costulatum* Eichw., von dem sie sich aber durch ihre Größe, durch den Mangel an Querstreifung usw. unterscheidet. Gewisse Ähnlichkeiten verbinden sie auch mit *B. nodosocostatum* Hilber¹⁾. Vorkommen: Gütlergraben bei Feldbach.

Bulla Lajonkaireana Bast. Mit dem Typus übereinstimmend. Vorkommen: Gütlergraben bei Feldbach, Hiersdorf (Steinbruch „Tapauf“), Meierdorf („Kirbisser“), im ganzen nicht häufig.

Capulus spec. Ein Gehäuse einer nicht näher bestimmbareren *Capulus*-Art fand sich bei den Brauhausteichen unweit Unterweissenbach.



Fig. 1.

Buccinum duplicatum Sow. var. *subcostulatum mihl.*; etwa zwei Drittel der natürlichen Größe.

¹⁾ Hilber V., Neue Conchylien aus den mittelsteirischen Mediterranschichten. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Klasse, 79. Bd., I, 1879, Tafel II, Fig. 4.

Cardium desertum Stol. var. *Feldbachense mihi* (Fig. 2). Schale sehr dünn, ungleichseitig, etwas länger als hoch, sehr mäßig gewölbt; Vorderteil gerundet, der rückwärtige Teil gekielt und etwas schief abgestutzt; der Kiel läuft in einer sanft geschwungenen „S“-Krümmung vom Wirbel zum Hinterrande; Rippen etwa 30—40, die Rippen des Kieles sind stärker als die übrigen und lassen zwischen sich breitere Zwischenräume. Die Zuwachsstreifen sind sanft wellig gebogen, bald feiner, bald stärker betont und dann wie Dachziegel übereinandergreifend. Im übrigen der Hauptart sehr ähnlich, von der sie folgende Unterschiede trennen: die flachere Schale, die weniger deutliche Abstutzung des hinteren Schalenendes, die kleineren Wirbel und die geringere Anzahl der Rippen, welche bei *C. desertum* Stol. Typus 50 übersteigen kann; auf den vorderen und hinteren Rippen sind gegen den Rand zu die Zuwachsschuppen zu kurzen Röhren ausgezogen.



Fig. 2.

Cardium desertum
Stol. var. *Feld-*
bachense mihi; na-
türliche Größe.

Vorkommen: Gütlergraben bei Feldbach. Das Auftreten dieser Abart, einer den pontischen Schichten angehörigen Süßwassercardie, innerhalb sarmatischer Tierreste zeugt von der beginnenden Aussüßung der sarmatischen Meeresbuchten und kündigt das nahe Hereinbrechen der pontischen Zeit an. In der Tat sind die Lignitbildungen des Gütlergrabens als küstennahe Bildung, als Einschwemmung in einen Meeresarm oder ein abgeschnürtes Salzbecken zu deuten; hierfür spricht ihre Lage zwischen zwei Schichten mit Meeresversteinerungen in Verbindung mit dem hohen Aschengehalte der Kohle (bis zu 39.75%) und dem Fehlen von Anzeichen für autochtone Kohlenbildung. Wenige Meter oberhalb des Lignitflötzes beginnen die vorherrschend sandigen Bildungen der Congerienstufe.

Cardium obsoletum Eichw. Eine allgemein verbreitete Art; stellenweise, wie z.B. bei den Brauhausteichen, Beziehungen zu *C. Karrera* Fuchs zeigend.

Cardium obsoletum Eichw. var. *Feldbachense mihi*. Diese Abart unterscheidet sich von der Hauptform durch zahlreichere (bis zu 30 und darüber) und schmalere Rippen und eine schwache Kielung, wodurch sie etwas an *C. desertum* var. *Feldbachense* erinnert. Die Rippen treten insbesondere an den beiden Schalenenden stark hervor, die mittleren sind niedriger.

Verbreitet. Vorkommen: Gütlergraben (im Liegenden der Kohle), Oberweissenbach, Hiersdorf (Steinbruch b. „Meier-Häuschen“), Meierdorf („Kirbisser“), Obergiem, Reitting (Lignitschurf).

Cardium obsoletum Eichw. var. *Giemense mihi*. Die Schale besitzt eiförmige Gestalt, ist stark gewölbt, dick und mit einem kräftigen Schlosse versehen. Die Abart nähert sich dem *C. conjungens* Partsch. Bis jetzt nur in den Mergelschichten hinter dem Hause Nr. 10 im Weiler Obergiem gefunden.

Cardium spec. Einige sehr stark gewölbte, kräftig gekielte Schalen, höher als breit, liegen von Obergiem vor; der mindere Erhaltungszustand verwehrt eine genauere Bestimmung.

Cardium plicatum Eichw. Bei den Stücken aus dem Gütlergraben zeigen sich auf den Zwischenstreifen zwischen den mittleren Rippen zuweilen Ansätze zu niedrigen, gratartig zugeschärften Mittelrippchen; jene aus Obergiem tragen stark hervorstechende, konvexe, nicht zugeschärfte Rippen; die Schalen von Hiersdorf (Meier-Häuschen) und von Meierdorf („Kirbisser“) haben nichts von der Hauptart Abweichendes.

Cardium plicatum Eichw. var. *paucicostatum* R. Hoernes. Die einzigen vorliegenden Stücke aus Obergiem ähneln ganz der von R. Hoernes¹⁾ abgebildeten und beschriebenen Form aus dem Tegel von Thallern bei Mödling; Hoernes hat die Abart nicht eigens bezeichnet; ich habe das Kennwort *paucicostatum* zum Artnamen hinzugefügt, weil es mir durch die Verbreitung (Wiener Becken, Schichten von Taman, Oststeiermark) der Form gerechtfertigt erschien, sie eigens zu benennen.

Cardium cf. squamulosum Desh. Die Schalen aus dem Steinbruche „Tapauf“ in Hiersdorf sind etwas spärlicher berippt und etwas länglicher als die Stücke, welche Hoernes (a. a. O., Tafel IV, Fig. 2) aus Kumischburun abgebildet hat.

Cardium carinatum Desh. Einziger Fundort: Obergiem.

Cerithium mitrale Eichw. In der Formengruppe des *C. mitrale* herrscht dermalen noch eine große Verwirrung; genauere Bestimmungen werden daher erst nach einer Sonderbearbeitung dieser Gruppe möglich sein. Die Zuweisung der Feldbacher Stücke zu der einen oder anderen Form kann daher nur mit Vorbehalt geschehen.

Verbreitet. Vorkommen: Gütlergraben (herrscht im Hangenden des Lignitflötzes vor), Unterweissenbach, Oberweissenbach, Obergiem, Untergiem, Reitting. Die Gestalt ist bald schlanker, bald gedrungener.

Cerithium mitrale Eichw. var. *Feldbachense mihi*. (Fig. 3). Knotenbuckel der ersten Reihe größer; neben ihnen sind nur auf dem untersten Verdickungsringe Knoten entwickelt, während die Zwischenfläche ungeknotet bleibt und nur 1 bis 2 niedrige, schmale Streifen trägt.

Vorkommen: Gütlergraben.

Cerithium cf. Florianum Hilber. Eine dem *C. Florianum* Hilber nahestehende Form, wurde bei den Schürfungen in Untergiem, östlich von Punkt 295 der Spezialkarte, am östlichen Talgehänge gesammelt.

Cerithium pictum Bast. Vorkommen: Ober- und Untergiem, sonst anscheinend selten.

Cerithium disjunctum Sow. Die Zahl der nicht skulpturierten Anfangswindungen konnte bei Jugendformen mit 3 bis 4 festgestellt werden.

Vorkommen: Gütlergraben (massenhaft im Liegenden des Flötzes), Reitting (häufig), Untergiem (häufig), Obergiem (seltener), Unter- und Oberweissenbach.



Fig. 3.

Cerithium mitrale
Eichw. var. *Feldbachense mihi*; natürliche Größe.

¹⁾ Hoernes R., Tertiärstudien. Ib. der k. k. geol. R.A., Bd. XXIV. 1874, 1. Heft, Tafel III, Fig. 11 und 12.

Cerithium rubiginosum Eichw. Große, bis zu 22×11 mm messende, bauchige Stücke liegen neben schlankeren von Obergiem vor, woselbst diese Art die häufigste unter den dort vorkommenden Cerithien ist; die roten Flecken auf den Knoten sind meist noch deutlich sichtbar. Die großen Knoten der mittleren Reihen sind nur halb so zahlreich als die der unteren und oberen. Im Gütlergraben selten, häufiger in Untergiem.

Cerithium cf. bicinctum Eichw. Die vorliegenden Stücke aus Untergiem und dem Gütlergraben sind der typischen Form sehr ähnlich, nur ist der stufenförmige Absatz, mit dem jede jüngere Windung beginnt, weniger deutlich ausgeprägt.

Cerithium cf. Hartbergense Hilber. Bis zu 12 mm lange Stücke aus dem Gütlergraben.

Cerithium submitrale Eichw. Das einzige aufgesammelte Stück aus dem Gütlergraben gleicht dem von Eichwald abgebildeten von Zalisce, nur erscheinen die Knoten der Feldbacher Form etwas deutlicher; vielleicht waren die Stücke von Zalisce mehr abgerollt?

Congerina spec. Jugendexemplare einer nicht näher bestimmbar Congerie fanden sich in Unterweissenbach.

Dentalium spec. Von den Braubausteichen südlich von Unterweissenbach liegt ein nicht näher bestimmbares *Dentalium* vor.

Donax lucidus Eichw. Stimmt mit der Eichwald'schen Form im allgemeinen gut überein, ändert aber insofern ab, als die Breite mancher Stücke übernormal wird.



Fig. 4.

Helix Hilberii mihi;
natürliche Größe.

Vorkommen: Gütlergraben, Hiersdorf (Steinbrüche beim „Knaus“ „Meier“, „Tapauf“) und Meierdorf.

Ervilia Podolica Eichw. Vorkommen: Unterweissenbach und Meierdorf (Kirbisser).

Fragilia fragilis L. Die im Wiener Becken nur vereinzelt in die sarmatische Stufe aufsteigende Art erwähnt Hilber¹⁾ als durch eine kleine Form bei Rohrbach in Steiermark vertreten; in der Umgebung von Feldbach wurde sie bisher nur in Hiersdorf (Steinbruch „Knaus“) und in Meierdorf gefunden.

Helix Hilberii mihi (Fig. 4). Testa depressa, laevi, subflava, anfractibus 3 sensim increscentibus subplanis, in uno fere plano horizontali sitis, ultimo anfractu obtuse angulato.

Gehäuse stark gedrückt, stumpf kegelförmig, fast glatt, gelblich bis gelbgrau gefärbt, mit 3 Windungen versehen, welche allmählich sich verbreitern, fast in einer Ebene liegen und an der Oberseite nur wenig gewölbt sind; der Rand des letzten Umganges ist stumpf gekielt. Durchmesser 6—8 mm.

Diese neue Form wurde bisher nur bei den Braubausteichen in Unterweissenbach, hier aber in einigen Stücken, gefunden.

¹⁾ Hilber V., Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Ib. R. A. 1894, 44. Bd. S. 401.

Helix cf. Doderleini Brus. Der *H. Doderleini* Brus. ähnliche Stücke fanden sich bei Unterweissenbach häufig, insbesondere im Hangenden der Kohle.

Hydrobia ventrosa Mont. Vorkommen: Gütlergraben, Unterweissenbach; sehr häufig.

Hydrobia Frauenfeldi M. Hoernes. Fundstellen dieselben wie jene der vorigen Art; sehr häufig.

Maetra cf. caspia Eichw. Der *M. caspia* Eichw. ähnliche Stücke liegen aus dem Gütlergraben vor; der einzige Unterschied besteht darin, daß bei der Feldbacher Form die Zuwachsstreifen wenig tief eingefurcht sind, als nach Eichwald sonst für *M. caspia* kennzeichnend sein soll.

Maetra Feldbachensis mihi (Fig. 5). Testa magna, crassa, compressa, triangulari, subinaequilaterali; parte antica quasi semiovata, postica parte molliter subangulata; longitudine minore quam altitudine; superficie in regione umbonali sublaevi, in regione peripherica concentricè striato-sulcata; regione cardinali et dentibus cardinalibus solidissimis; impressione musculari ohlonga, profunda.

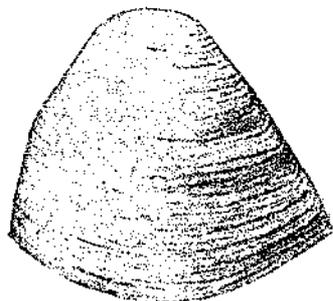


Fig. 5.

Maetra Feldbachensis mihi; etwa zwei Drittel der natürlichen Größe.

Die Schale ist groß (bis zu 57 mm hoch, bei 50 mm Breite und 15 mm Aufwölbung), dick, flach, ungleichseitig dreieckig; der Vorderteil ist abgerundet, der rückwärtige leicht abgestutzt; die Höhe der Muschel übertrifft die Breite; die Oberfläche ist mit Zuwachsstreifen bedeckt, welche am Rande schärfer hervortreten, gegen den Wirbel zu aber durch weniger auffällige Furchen begrenzt sind; Schloß und Zähne sind kräftig, der Muskeleindruck eiförmig, tief.

Bei dieser Art, für welche ich den Namen des um die Erforschung der steirischen Tertiärbildungen hochverdienten Professors Dr. V. Hilber vorschlage, fallen schon die Ausmaße auf, welche einzelne Alttiere erreichten; bei den aufgesammelten Jugendstücken konnte das Vorherrschen der Höhe gegenüber der Breite, zuweilen in verstärktem Maße, gleichfalls beobachtet werden.

Vorkommen: Gütlergraben, Reitling.

Maetra cf. Podolica Eichw. Dünnschalige, längliche Stücke, welche dem Eichwald'schen Typus bis auf das Minderausgeprägtsein der Dreiecksform sehr ähneln, liegen vom Gütlergraben, von Reitling, Oberweissenbach und Hiersdorf („Knaus“-Steinbruch) vor.

Maetra Vitaliana d'Orb. var. *Vitaliana* Andrus. Diese dickschalige, annähernd dreieckige Form ist die verbreitetste *Maetra*-Unterart in der Umgebung von Feldbach; sie fehlt an fast keiner Fundstelle.

Maetra Vitaliana d'Orh. var. *ponderosa* Andrus. Von dieser dickschaligen Form kommen außerordentlich große Stücke von 52 mm Länge und 40 mm Höhe vor; zuweilen zeigen sich Übergänge zu *Maetra Feldbachensis* Stiny durch Zunahme der Höhe gegenüber der Breite (z. B. 50 mm Höhe bei 54 mm Breite).

Vorkommen: Gütlergraben, Reitling.

Melanopsis spec. In Unterweissenbach wurden seltene Bruchstücke einer *Melanopsis*-Art (wahrscheinlich *M. impressa* Kraus) gefunden.

Modiola marginata Eichw. Bis zu 15 mm lange Stücke fanden sich in Obergiem und in Meierdorf (westlich des Kirbisser), solche von gar 21 mm Länge in Hiersdorf (Tapauf-Steinbruch).

Modiola Volhynica Eichw. Neben schlankeren, typischen Stücken kommen auch gedrungene, breite vor (z. B. 30 mm hoch, 15 mm breit), welche vielleicht einer eigenen Abart zuzuweisen wären. Massenhaft treten jugendliche Stücke im Hangenden der Braunkohle (Gütlergraben, Unterweissenbach) auf, alte Stücke von großen Ausmaßen namentlich in Obergiem, in Hiersdorf („Tapauf“-Bruch, Steinbruch „Knaus“) und in Meierdorf.

Nerita picta Fér. Unter diesem Namen habe ich eine Reihe von Formen zusammengefaßt gelassen, welche sich durch verschiedene Farbenzeichnungen unterscheiden und welche daher von neueren Forschern, wie z. B. von Brusina¹⁾ und von Sacco²⁾, mit eigenen Namen belegt wurden; so finden sich u. a. die Abarten *Saccos* var. *taurinensis*, var. *perzonata*, var. *azonata* usw. im Gütlergraben vor.

Sonstige Fundstellen: Obergiem, Unterweissenbach.

Rissoa laevigata Eichw. Einziger Fundort; Unterweissenbach.

Paludina protracta Eichw. Ein Stück aus dem Gütlergraben.

Paludina cf. *avia* Eichw. Fundort: Obergiem.

Solen subfragilis Eichw. Ältere Stücke erreichen z. B. Ausmaße von 6 mm Breite bei 25 mm Länge und von 27 mm bei 5 $\frac{1}{2}$ mm Breite; es finden sich somit schlankere und gedrungene Stücke nebeneinander.

Vorkommen: Gütlergraben, Reitting, Unterweissenbach.

Tapes gregaria Partsch. Eine sehr verbreitete Art, welche oft sehr große Ausmaße erreicht; so z. B. 40 mm \times 25 mm \times 11 mm, 39 mm \times 29 mm \times 12 mm. Die Schalen sind bald flacher, bald stärker gewölbt, bald gedrungener, bald mehr nach der Länge entwickelt; der Hinterrand ist meist gerundet, nicht selten aber auch breit abgestutzt. Diese Abänderungen sind besonders bei jugendlichen Stücken stark betont, während sie im Alter sich abschwächen und mehr verlieren.

Vorkommen: Gütlergraben, Unterweissenbach, Hiersdorf (in allen drei Steinbrüchen), Meierdorf, Untergiem und Reitting.

Tapes gregaria Partsch var. *naviculata* Bailly. Diese von Hoernes (a. a. O.) abgebildete Form wurde in Meierdorf bei einer Tiefbohrung unweit des Gehöftes „Kirbisser“ erbohrt.

Terebra spec. Ein leider zerbrochener Rest einer *Terebra*, welche mit *T. Blainvillai* Eichw. große Ähnlichkeit hat, fand sich im Gütlergraben.

Trochus pictus Eichw. Vorkommen: Gütlergraben (im Liegenden der Kohle), Hiersdorf (Steinbruch „Meier“ und „Knaus“) und Meierdorf („Kirbisser“).

¹⁾ Brusina Sp., Gragja za neogensku malakolosku fauna Dalmacije, Hrvatske i Slavonije. Agram 1897.

Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria Hungariae, Croatiae, Slavoniae, Dalmatiae, Bosniae, Herzegovinae, Serbiae und Bulgariae inventorum. Agram 1902.

²⁾ Sacco F., I molluschi dei terreni terziari.

Trochus Podolicus Dub. Die Hauptform findet sich an den meisten Fundstellen, so im Gütlergraben, in Oberweissenbach, Hiersdorf (Steinbruch „Tapauf“, „Knaus“), Meierdorf und in Reitting.

Trochus Podolicus Dub. var. *caucasica* Eichw. Öffnungswinkel groß, um 70° herum schwankend.

Vorkommen: Gütlergraben, Meierdorf (Kirbisser).

Trochus Podolicus var. *Feldbachensis mih*i (Fig. 6). Gehäuse spitzkegelförmig, Öffnungswinkel meist nahe bei 50°, Umriß, von der Seite betrachtet, sehr wenig abgetrepppt (bei *T.*

Podolicus var. *caucasica* mit deutlichen Absätzen versehen!); dies hängt damit zusammen, daß die Knoten der zweiten und der letzten Reihe jeder Windung nicht durch besondere Größe hervorragen wie bei der vorigen Abart, sondern nahezu gleich groß sind wie jene der übrigen Reihen. Die Einschnürung zwischen den Windungen ist aber trotzdem oft scharf ausgeprägt.

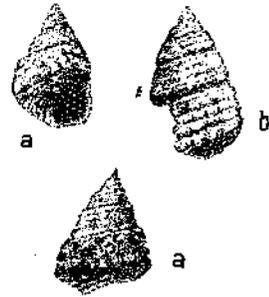


Fig. 6.

Vorkommen: Gütlergraben bei Feldbach.

Trochus Podolicus var. *Beaumontii* d'Orb.

Diese Abart vermittelt gewissermaßen zwischen var. *caucasica* Eichw. und var. *Feldbachensis* Stiny. Der Öffnungswinkel schwankt um 60°; der Umriß des Gehäuses ist weniger deutlich abgetrepppt als bei var. *caucasica*, jedoch stärker abgesetzt als bei var. *Feldbachensis*. Die zwei ersten Reifen der Windungen sind ungeknotet, der erste zieht sich nur als feine, erhabene Linie um die Schale. Der dritte und der letzte Reif sind breiter und höher und tragen Knoten, welche größer sind als bei var. *Feldbachensis*, aber kleiner als bei der var. *caucasica* Eichw.

Trochus Podolicus Dub. var. *Feldbachensis mih*i; a) etwa zwei Drittel der natürlichen Größe; b) natürliche Größe (Mündung beschädigt).

Vorkommen: Gütlergraben.

Trochus puber. Eichw. Vorkommen: Meierdorf (Kalkbank unterhalb des Kirbisser).

Valvata Furlici Brus. Fand sich nur bei den Brauhausteichen südlich von Unterweissenbach, in Gemeinschaft mit der gleichfalls nur hier gesammelten *Vitrina Billyensis* Boissy.

Die Eigenheiten der einzelnen Fundstellen verlangen noch eine kurze Erwähnung.

Die Kalkbank unterhalb des „Kirbisser“ in Meierdorf steht in dem Graben an, welcher vom Sattel nördlich des Punktes 412 der Spezialkarte gegen W herabzieht und unterhalb Meierdorf in den Poppendorfer Bach einmündet; sie reicht von etwa 340 bis 342 m Seehöhe und beherbergt vorwiegend Muschelreste. Nördlich davon, in den Steinbrüchen des „Knaus“, „Tapauf“ und „Meier“ sind die Kalk- und Mergelschichten bereits fast bis zur Talsohle herabgesunken (etwa 320, bis 322 m Seehöhe, also 20 m auf 2200 m gleich eins auf Hundert Fallen) ihre Fauna ähnelt der vorigen. Von hier gegen N verschwächen die kalkig-mergeligen Schichten bedeutend; in Oberweissenbach noch bauwürdig, sinken sie im Oedtergraben (Gütlergraben) und im Eisengraben

Gattung, bzw. Art und Abart	Gütlergraben bei Feldbach	Braunhausteiche bei Unterweissenbach	Oberweissenbach	Hiersdorf, Steinbruch des „Tapauf“	Hiersdorf, Steinbruch beim „Meier“-Häuschen	Hiersdorf, Steinbruch beim „Knaus“	Meierdorf, Kalkbank unterhalb des „Kirbisser“	Obergiem, Mergelbank beim Hause Nr. 10	Untergiem, Ostgehänge des Gienerbaches	Reiting, Kohlenschurf
<i>Mactra Vitaliana</i> var. <i>ponderosa</i> Andr.	+									+
<i>Melanopsis</i> spec.		+								
<i>Modiola marginata</i> Eichw.				++			++	++		
„ <i>Volhynica</i> Eichw.	+	++		++		+	++	++		
<i>Nerita picta</i> Fér.	+	++							+	
<i>Rissoa laevigata</i> Eichw.		+								
<i>Paludina protracta</i> Eichw.	+									
„ cf. <i>avia</i> Eichw.									+	
<i>Solen subfragilis</i> Eichw.	+	+								++
<i>Tapes gregaria</i> Partsch	+	+		+	+	+	+	+	+	++
„ <i>naviculata</i>										
„ <i>Baily</i>							+	+		
<i>Terebra</i> spec.	+									
<i>Trochus pictus</i> Eichw.	++				+	++	++	++		
„ <i>Podolicus</i> Dub.	+		+	+		++	++	++		+
„ var. <i>caucasica</i> Eichw.	+						+			
<i>Trochus Podolicus</i> var. <i>Feldbachensis</i>	+									
<i>Trochus Podolicus</i> var. <i>Beaumontii</i> d'Orb.	+									
<i>Trochus puber</i> Eichw.							+			
<i>Valvata Furliti</i> Brus.		++								
<i>Vitrina Billyensis</i> Boissy		++								

zu kaum spanndicken Lagen herab. An ihre Stelle treten mergelige und sandige Tone.

Diese letzteren enthalten beim Hause Nr. 10 („Gölles“) im Weiler Obergiem vorwiegend große, wohlerhaltene Gehäuse von *Cerithium rubiginosum* Eichw., daneben in geringerer Menge andere Cerithien-Arten; die Muscheln treten an Stückzahl zurück, von Arten sind namentlich Cardien vertreten. Die Gesteinsart ähnelt sehr jener des Hilber'schen Fundortes bei der Brücke von Untergiem. In Untergiem, u. zw. am Ostgehänge des Baches ostnordöstlich der Höhenangabe 295 der Spezialkarte kommt zwar *Cerithium rubiginosum* Eichw. noch sehr häufig vor, wird aber an Stückzahl von *C. disjunctum* Sow. übertroffen. Die ganze Ablagerung hier scheint schon küstennäher zu sein als die weiter vorne betrachteten; es treten bereits auch große *Mactra*- und *Tapes*-Schalen auf. Diese Muschelgattungen erreichen in den kohlenführenden, küsten-

nahen Ablagerungen von Reitting (im gleichnamigen Graben nächst dem „Feldinger“-Hause, etwas nordöstlich von Punkt 407 der Spezialkarte), vom Gütlergraben und bei den Brauhausteichen südlich von Unterweissenbach den Gipfel ihrer Häufigkeit und Größenentwicklung. Unter den Schnecken, die im allgemeinen gegenüber den Muscheln an Stückzahl zurücktreten, gewinnt *Cerithium disjunctum* die Vorherrschaft. Der am weitesten gegen N vorgeschobene Fundpunkt bei den Brauhausteichen beherbergt reichlich *Helix*-Arten und trägt damit im stärksten Grade den Stempel einer Bildung in einem der Aussüßung entgegengehenden Becken oder Arme.

Und was bei dem Vergleiche der einzelnen Fundstellen in horizontaler Erstreckung im Großen beobachtet werden kann, das allmähliche Brackigerwerden des Lebenselementes der Mollusken, das zeigt sich bei einigen Ablagerungen deutlich im Kleinen, wenn man die Tiervergesellschaftung in den einzelnen übereinanderliegenden Schichten betrachtet. So wurde bereits weiter oben hervorgehoben, daß im Tegel unter dem Kohlenflözchen des Gütlergrabens die Muscheln vorherrschen und von diesen wiederum *Maetra*- und *Tapes*-Stücke eine bedeutende Größe erreichen; *Cerithium disjunctum* ist die verbreitetste Schneckenart. Über dem Flötz führt der Mergelkalk vorwiegend Schnecken, namentlich *Cerithium mitrale* Eichw. und diesem nahestehende Formen; auf diese kurz andauernde, sozusagen marine Zeit folgte dann eine durch massenhafte, zum Teil wohlerhaltene Blattabdrücke gekennzeichnete Landbildung. War hier im Gütlergraben die in der Kohlenbildung zum Ausdruck gelangende zunehmende Verlandung anscheinend durch einen kurzen Rückschlag (Meereseinbruch?) unterbrochen, so kann man sie um so schöner in den Ablagerungen beobachten, welche der Lignitbergbau Reitting aufgeschlossen hat. Hier liegen über gelben Sanden Schmitzen, Linsen und Bänke eines marinen Mergels, darüber folgt ein sandiger Tegel mit *Cerithium disjunctum* Sow. und einem an die Liegendschichten des Gütlergraben-Flözchens erinnernden Tiergefölge, hierauf das Lignitflötz und sodann wieder ein sandiger Tegel mit vorwiegenden *Tapes*- und *Maetra*-Schalen, neben welchen nur noch *Solen subfragilis* Eichw. häufiger erkannt wird; noch weiter im Hangenden werden die Ablagerungen versteinungsleer und anscheinend landfest. Eine ganz ähnliche Schichtfolge haben die Schürfungen am Ostgehänge des Giemberbaches aufgeschlossen, von deren Aufzählung aber, um Wiederholungen zu vermeiden, abgesehen werden soll.

II. Pontische Stufe.

Fundverzeichnis.

Gattung, bezw. Art und Abart	Sandgrube „Posch“ bei Feldbach	Sandgrube bei Raabau	Parallelgraben zum Gdülgraben in den Fußwäldern	Mergelbank beim „Schöllnast“ Gmde. Schweinz
<i>Cardium conjungens</i> Partsch	+	+		
„ <i>desertum</i> Stol.		+		
„ <i>cf. Penstii</i> Fuchs				++
<i>Congeria cf. styriaca</i> Rolle				++
„ <i>spathulata</i> Partsch	+	+		++
„ <i>banatica</i> M. Hoernes				+
„ <i>Radmanesti</i> Fuchs	+			
„ <i>subcarinata</i> Desh.			++	
„ <i>ornithopsis</i> Partsch			++	
„ <i>croatica</i> Brus.	+		++	
„ <i>cf. Gnezdai</i> Brus.			+	
<i>Hydrobia Radmanesti</i> Fuchs.	+			
<i>Melania Fuchsi</i> R. Hoernes	+			
<i>Melanopsis Bouéi</i> Fér.	+			+
„ <i>Kabli</i> Brus.	+			
„ <i>impressa</i> Krauß	+			+
„ „ „ var. <i>Bonelli</i> Sism. ...	+			
„ „ „ var. <i>carinatissima</i> Sacco	+			
„ „ „ var. <i>Monregalenis</i> Sacco	+			
<i>Nerita Grateloupiana</i> Fér.	+	+		+
<i>Ostrea spec.</i>	+			
<i>Valvata debilis</i> Fuchs	+			

Zu dem Fundverzeichnisse der pontischen Arten wäre nur folgendes hinzuzufügen:

Cardium cf. Penstii Fuchs. Die vorliegenden Stücke sind schlecht erhalten und gestatten keine sichere Bestimmung; immerhin ist die Ähnlichkeit mit *C. Penstii* Fuchs so bedeutend, daß ich sie dieser Art zuzählen zu müssen glaubte.

Congeria Radmanesti Fuchs. Von dieser Art liegen nur Jugendformen aus der Sandgrube „Posch“ bei Feldbach vor.

Congeria croatica Brus. Zu *C. croatica* Brus. zu rechnende Schalenbruchstücke wurden in den Fußwäldern gesammelt; die Stücke aus der Sandgrube „Posch“ sind junge Schalen.

Melania Fuchsi R. Hoern. Die gefundenen Gehäuse sind mit 7 bis 8 mm Länge etwas größer als die von R. Hoernes (a. a. O.) aus den sarmatischen Ablagerungen von Kischineff in Bessarabien abgebildete Form.

Melanopsis Bouéi Fér. Die Stücke von Schweinz (Wiese des Anton Schöllnast) zeigen nicht selten besonders spitze, stachelartig verlängerte Knoten ähnlich wie *M. oxyacantha* Brus., doch unterscheiden sie sich von dieser Form dadurch, daß sie zwei Reihen von Stacheln auf jeder Windung tragen, während die Form Brusinas aus Tibany nur je eine besitzt. *M. Bouéi* neigt überhaupt sehr zur Abänderung;

sowohl die Stücke aus Schweinz wie jene von der Sandgrube Posch sind bald schlanker, bald mehr gedrunzen geformt.

Melanopsis impressa Krauß. Während diese Art in Schweinz nur selten, u. zw. meist nur in jüngeren Stücken gefunden wird, enthält die Sandgrube Posch große Mengen alter und jugendlicher Formen. Gehäuse von 30 mm Länge sind sehr häufig.

Von den Abarten wird var. *Bonelli* Sism. am häufigsten gefunden. Weniger zahlreich ist die Abart *Monregalensis* Sacco vertreten, am seltendsten var. *carinatissima* Sacco.

Nerita Grateloupana Fér. Es liegen Gehäuse mit den verschiedensten Zeichnungen vor und es müßten daher nach dem Vorgange von Brusina fast ebenso viele Arten unterschieden werden als Stücke aufgesammelt wurden. Ich habe vorläufig den obigen Sammelnamen vorgezogen und bemerke nur nebenbei, daß unter den aufgesammelten Stücken sich solche befinden, welche z. B. mit

Neritodonta Mijkovići Brus.

„ *sinjana* „

„ *acuticarinata* „

„ *millepunctata* „

„ *Barakovići* „

die größte Ähnlichkeit besitzen.

Feldbach, im Jänner 1918.



August Fournival.

Zur Erinnerung an August Rosiwal.

Mit einer Bildtafel. (I)

Von Dr. Gustav Göttinger.

„Nicht blendende Theorien, so geistreich sie auch scheinen mögen, sondern Schritt für Schritt sich erweiternde und vertiefende Beobachtung ist es, welche zum Ziele führt, zum Fortschritt auf dem Gebiete des Wissens.“ Diese eigenen Worte August Rosiwals (Schriften d. Ver. z. Verbr. nat. Kenntn. 1895) sind geradezu das Lebensbekenntnis des im Herbst 1923 Verblichenen, der Ausdruck seines Strebens und Schaffens. Nach wie verschiedenen Seiten hin er in stillem unermüdlichem Erarbeiten, nie utilitaristischen Augenblickserfolgen nachjagend, nur der präzisen, exakten, ja, man kann sagen mathematisch genauen Forschung sein arbeitsreiches Leben widmete, auf mannigfachsten Gebieten der Geologie, Petrographie und Mineralogie, als Lehrer und öffentlicher Sachverständiger und vor allem als geschätztes Mitglied der geologischen Reichsanstalt, soll im folgenden zu zeigen versucht werden.

Aus A. Rosiwals Lebensgang.

Als echter Wiener, als Sohn eines städtischen Lehrers am 2. Dezember 1860 geboren, besuchte er die Oberrealschule im I. Bezirke 1871 bis 1878 mit ausgezeichnetem Erfolg und bezog 1878/79 bis 1882/83 die Wiener Technische Hochschule, um die Ingenieurabteilung zu absolvieren. Seine Vorliebe für die Ingenieurwissenschaften war das Ergebnis einer schon jahrelangen ausgesprochenen Veranlagung. Als Mittelschüler hatte er seine Lehrer in Erstaunen gesetzt, indem er die Lehrmittel der Physik, besonders Mechanik und Elektrotechnik sich selbst herstellte, bis ins feinste Detail durchgearbeitet. In seinem Arbeitszimmer bewahrte er sich die Apparate auf, deren jede einzelne Schraube er in der Jugend gedreht hatte. Nachdem er schon 1880 die erste Staatsprüfung abgelegt, frequentierte er noch die neu geschaffenen elektrotechnischen Kurse an der Technik mit regstem Interesse — er wäre gewiß auch auf diesem Gebiete ein hervorragender Vertreter geworden. Dann war er 1884/85 als Volontär bei der Neuaufstellung der Sammlungen im Museum der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie an der Technik tätig und oblag eingehenden mikroskopisch-petrographischen Spezialstudien. Er war dabei wohl Autodidakt und wußte mit der ihm eigenen Zähigkeit den Stoff zu bewältigen. Die mikroskopischen und chemischen Methoden sagten ihm besonders zu durch ihre Exaktheit und so wurde seine vornehmlichste Arbeitsrichtung vorgezeichnet. Infolge seines schon damals bekundeten Arbeitseifers erhielt er von Professor Toula im Oktober 1885 den Antrag, die Stelle eines Assistenten an der Lehrkanzel für Mineralogie und Geologie zu übernehmen, die er bis 1891, also durch sechs Jahre bekleidete, wobei er Juli 1887

auch die zweite Staatsprüfung für das Ingenieurbaufach ablegte. 1890 betraute ihn der für eine Studienreise nach Bulgarien beurlaubte Professor Toula mit der Supplierung.

Am 7. Oktober 1891 trat Rosiwal in die geologische Reichsanstalt ein, um Jänner 1892 zum Praktikanten ernannt zu werden. Im Sommer desselben Jahres habilitierte er sich an der Technik für Mineralogie und Geologie und hatte neuerdings Professor Toula, der in der Dobrudscha tätig war, zu supplieren. Es kam allerdings noch im Winter 1892/93 eine Assistentur an der Technik, so daß er im ganzen 13 Semester Hochschulassistentendienste zu leisten hatte. Mit 33 Jahren erst zum Assistenten an der geologischen Reichsanstalt ernannt, übernahm er im Rahmen des geologischen Aufnahmsdienstes die Bearbeitung des kristallinen Anteils zunächst auf Blatt Brüsa—Gewitsch im mährisch-böhmischen Grenzgebirge.

Rosiwal's äußere Laufbahn war in der Folge eine zwar stetige, aber trotz der intensiven geleisteten Arbeit blieb sein materielles Vorrücken ein außerordentlich langsames. Erst mit 37 Jahren wurde er Adjunkt der Anstalt, mit 40 Jahren Geologe der VIII. Rangklasse, mit 42 Jahren Chefgeologe und erhielt die Leitung der 1. Sektion der geologischen Reichsaufnahme. Auch sein sehr langwieriger akademischer Aufstieg war nicht der sichtbare Lohn seiner aufopfernden Lehrtätigkeit. Erst nach sechsjähriger Dozentenzeit (1898) wurde er zum Honorar-dozenten (zunächst für mineralogische Übungen, Lötrohranalysen) und nach 12 Jahren (1904) zum Titular-Extraordinarius ernannt, wobei sogar eine Zwischenstufe zwischen beiden Stellungen kreiert worden war, indem er zum außerordentlichen Examinator für Mineralogie für die 1. Staatsprüfung aus dem chemisch-technischen Fache berufen wurde. Er war übrigens Vertreter der Privatdozenten im Professorenkollegium 1897/98, 1901/02 und 1906/07.

Es fehlte allerdings nicht an ehrenden Berufungen, so 1900 und 1910 an die deutsche Technik nach Prag, welchen er jedoch unter Hinweis auf die Erweiterung seines Lehrauftrages an der Technik nicht Folge leistete; er konnte diesen mit der Stellung eines Chefgeologen an der geologischen Reichsanstalt vereinen, von der er in einem Schreiben sagt, „daß der Dienst daselbst ihm als die intensivste Sachbetätigung für jeden Geologen erscheint“. 1911 folgte ein Ruf nach Graz an die Technik, den er ebenfalls ablehnte. Infolge des Rücktrittes von Hofrat Professor Toula mit seinem 70. Lebensjahre supplierte er vollends Mineralogie und Geologie 1917/18 bis zu seiner endgültigen Ernennung zum Ordinarius (5. August 1918) an der Wiener Technischen Hochschule. Hier stürzte sich der schon 58 jährige, mit einer schwächlichen Konstitution Behaftete, der an einem schon längere Zeit bestehenden Lungenübel litt, mit einem wahren Feuereifer in den regen Unterrichtsbetrieb — bei einem enorm gesteigerten Zuzug von Hörern — und in mannigfache organisatorische Tätigkeit. Die Übernahme des Dekanats für zwei Jahre, 1921 bis 1923 (bis Juli), bedeutete für den körperlich Geschwächten eine starke Kraftbeanspruchung; er gab sich dabei gänzlich aus und als er erschöpft das Dekanat übergab, war eine Kur in einem Sanatorium unumgänglich notwendig geworden. Die Ruhe in

einer Kuranstalt in Waidhofen a. d. Ybbs im Sommer schien eine Erleichterung zu bringen und ein Schreiben an mich, den Jüngeren, der ich so glücklich war, mich seiner stets aufrichtigen freundschaftlichen Gesinnung zu erfreuen, klang schon recht zuversichtlich und hoffnungsfreudig. Ein Rückfall machte die Übersiedlung nach Wien vonnöten, wo er, betreut von seiner überaus gütigen Gattin, nach kurzem Leiden am 9. Oktober im 63. Lebensjahre verschied. In warmen würdigen Worten gaben die Redner der Fachwelt und der Hochschule am offenen Grabe der Bedeutung dieses Menschenlebens Ausdruck.

Seine Tätigkeit als Aufnahmegeologe.

Nicht so sehr, wie es sonst bei den Aufnahmegeologen häufig der Fall ist, die Liebe zur Natur, als vielmehr die Sicherheit der mineralogisch-petrographischen Methoden für die Herstellung eines geologischen Kartenbildes machte Rosiwal zum begeisterten Aufnahmegeologen. Wie erwähnt, erschien ihm die feldgeologische Kartierung trotz seines ausgesprochenen Talentes zum Lehrer als ideale Betätigung des Geologen und dieser seiner Überzeugung hat er im Interesse der geologischen Reichsanstalt manche akademische Laufbahn geopfert.

Nach der ersten Einarbeit an der Anstalt durch chemische Untersuchungen insbesondere über alpine Gneise (vgl. Verh. 1893) in dem ihm später so lieb gewordenen chemischen Laboratorium der Anstalt erhielt er 1892 die Aufgabe, im Blatt Brüsa-Gewitsch, (Z. 7 Kol. XV) den kristallinen Anteil zu kartieren, derer er sich 1895 durch Vorlage des prächtigen, im Kreide-Anteil von E. Tietze kartierten Blattes entledigte. Man ist überrascht, mit welcher Sachkenntnis und welcher Gründlichkeit dabei Rosiwal zu Werke ging.

Nicht weniger als 47 Ausscheidungen sind im Kristallin gemacht (davon 23 in Massen-, bzw. Eruptivgesteinen). Dieser Anteil ist — nicht nur für die damalige Zeit — ein Musterbeispiel, wie in schlecht aufgeschlossenen Flachlandsgebieten durch sorgfältigstes Absuchen und Untersuchung der Lesesteine auf den Feldern eine sehr detaillierte Aufnahme geleistet werden kann. In der Schrift: Aus dem kristallinen Gebiet zwischen Schwarzawa und Zwittera I—V (Verh. 1892—1896) gibt er die Einzeldarstellung. Er stellt die scharfe Änderung des Streichens des Gneises aus der NW-Richtung in die N bis S-Richtung am Kontakt mit dem Phyllit fest (Stiepanow—W von Swojanow). Lipold hatte hier eine Störungslinie angenommen, während nunmehr ein Übergang zwischen dem Gneis des W und den Phylliten erwiesen wird, indem vom roten Zweiglimmergneis, dem ältesten Formationsglied, über den Granulit und Gneisgranulit Übergänge zum grauen Gneis (Biotitgneis) mit Granit, Dioritdurchbrüchen bestehen, der auch stratigraphisch wieder den Übergang zum mannigfach zusammengesetzten Phyllit bildet, aber wieder von grauen Gneisen überlagert wird, was durch überkippte Lagerung erklärt wird. Im Phyllit macht er auf die weite Verbreitung des amphibolitisierten Diabases aufmerksam, der früher als Hornblendeschiefer erklärt worden ist. Die petrographischen Ausscheidungen sind hier wie auf allen Rosiwalschen Karten so minutiös durchgeführt, daß sie gerade noch den Maßstab 1:75.000 gestatten. Besonders das von Lipold angedeutete Ellipsoid der Phyllitgruppe von Öls wird sehr genau kartiert und dabei festgestellt, daß dieselbe muldenförmige Einlagerungen innerhalb der kristallinen Schiefer bildet.

Das westlich angrenzende Blatt: Polička-Neustadt I (Z. 7 Kol. XIV) war ihm 1893—1895 Gegenstand einer überaus sorgfältigen Detailkartierung im Kristallin, der ein sehr dichtes Netz der Begehungen zugrunde lag.

Selbstverständlich ergaben sich zahlreiche Berichtigungen und Ergänzungen gegenüber den alten Aufnahmen von Foetterle, Wolf, Lipold, Krejčí und Helmhacker.

Die beim früheren Blatt erwähnte Reihenfolge der kristallinen Gesteine wurde neuerdings erhärtet. Das augenfälligste Resultat ist die Festlegung der allgemeinen Drehung des Streichens der drei Hauptgneiszüge im weiteren Bereich der Antiklinale von Swratka und über deren Beziehung zu der darauf folgenden Phyllitgruppe wurden neue beweisende Daten für die vollständige Konkordanz gewonnen. Die Rote-Gneis-Fläche im SW wird durch Züge von Augit-, Granulitgneis, Hornblendeschiefer, Graphitquarzit und Quarzit wie auch durch Durchbrüche von Granitgneis, Pegmatit, Biotit- und Zweiglimmergranit erheblich gegliedert; der Serpentinstöcke führende rote und weiße Gneis etwa der mittleren Kartenzone mit einem Zug von Zweiglimmergranitgneis weist Schnüre von Kalk, Hornblende-, Glimmer-, und Gneisglimmerschiefer, Granatfels und Eklogit auf, während der darauf bangende graue Gneis des NO-Teils des Blattes durch Kalk, Dioritgesteine und Hornblendeschiefer gegliedert wird. Die Phyllitmulde ist im W bei Kreuzberg, angrenzend an Stöcke von Eruptivgesteinen (Gabbro, Quarzporphyr, Dioritporphyr u. a.) nachgewiesen. In tektonischer Hinsicht sind Knickungen im Streichen NW Saar, starke Beugungen bei Bystřitz ob Pernstein, Kundratitz nahe dem großen Bogen von Swratka von Bedeutung. Außer der zusammenhängenden Kreidedecke bei und östlich von Polička sind Kreidereste bei Swratka, Kreuzberg und Wojnowměstecz entdeckt worden.

Das dritte vollendete Kartenblatt Hohenmauth-Leitomischl (Z. 6 Kol. XIV), vorgelegt in der Sitzung von 27. März 1917, basierend auf Aufnahmen 1893/94, 1896-1899, ist leider nicht mehr veröffentlicht worden. (Bearbeiter des nicht kristallinen Teils J. Jahn). Das Kristallin war 1916 aber für die Drucklegung fertiggestellt.

Es liegt neuerdings eine sehr sorgfältige Detailkartierung des Kristallins mit 35 Ausscheidungen vor. Angesichts der nicht erfolgten Veröffentlichung des Kartenblattes sind hier die Fortschritte gegenüber der alten Karte von Krejčí anzudeuten. Das Gebiet des roten Gneises Krejčís um Proseč wird in ein System von Phylliten, Glimmer- und Hornblendeschiefern und grauen Gneisen aufgelöst, die große Gneisfläche von östlich Hlinsko, von Wüst-Kamenitz und Richnow stark reduziert und durch Glimmerschiefer und augitführende Schiefer reich gegliedert. Die NW von Proseč eintretende Schaarung wird zum erstenmal klar herausgearbeitet und in der Achse die lehrreiche Umbeugung zu W--O-Streichen veranschaulicht, wofür in den alten Karten nicht die geringsten Anhaltspunkte gegeben waren. Die Grauwacken von Skutsch—Richenburg werden viel weiter gegen SW hin, bis Ranna verfolgt und durch Schieferzüge gegliedert, wobei die fächerförmige Anordnung zwischen Ranna und Olradow klar in Erscheinung tritt. In der Gegend von Richenburg wird die durchgängige NNO-Streichungsrichtung im Gegensatz zur N--S-Erstreckung auf der alten Karte festgestellt. Die früher einheitliche Gneisgranitmasse von Wčelákov enthält nun eine große Zahl von Ausscheidungen mit Gabbro- und Dioritstöcken; NO und O des Corsits von Sřny erscheint ein viel länger gestreckter Zug von Quarzporphyr.

Es folgte hierauf die Neuaufnahme (1896, 1899) des kristallinen Anteils auf Blatt Königgrätz-Pardubitz-Elbeteinitz (Z. 5 Kol. XIII), der gleichfalls druckfertig (seit 1916) vorliegt, aber leider wegen Nichtfertigstellung des nichtkristallinen Abschnittes (Jahn) nicht veröffentlicht werden konnte. Die Aufnahme dieses Ausläufers des Eisengebirges (und einer Serie von präkambrischen und kambrischen Sedimenten) bot Rosiwal Gelegenheit zu Vergleichen mit dem Kristallin der bisherigen Aufnahmsblätter.

In einer Arbeit (1900) über die in Elbedurchbruch bei Elbeteinitz verfolgbaren Gesteine gibt er eine Beschreibung des im Detail aufgenommenen Gebietes. Der graue Gneis geht auch hier in Phyllitgneis über. Gegenüber Krejčí (1881) wird durch Feststellung von Augen- und Granulitgneis eine wesentliche Ergänzung gegeben. Daneben treten neben Kalk und Glimmerschiefer auch Gneisgranitite und Hornblendegneise auf, welche in Diorit und Gabbro übergehen. Auch Gänge von amphibolitisiertem Diabas, Diabasporphyr u. ä. werden nachgewiesen. Besonders auf der rechten Elbeseite sind die Abweichungen gegen die alte Karte bedeutend. Hier gelang in den Amphiboliten die Aufstellung einer Entwicklungsreihe von den Feldspat führenden Horn-

blendegneisen zum feldspatfreien Zoisit. Die präkambrischen Tonschiefer liegen konkordant auf den Phylliten, die als Hangendes des grauen Gneises ausgeschieden werden.

Noch vor gänzlicher Fertigstellung der Blätter des ostböhmischnährischen Grenzgebietes übernahm Rosiwal die Kartierung der kristallinen Areale in den Sudeten, und zwar in den drei aneinander stoßenden Blättern: Freiwaldau, Senftenberg und Jauernig-Weidenau.

Blatt Freiwaldau (Z. 5 Kol. XVI) liegt auf Grund der Aufnahmen 1896—1902 (kurze Ergänzungen: 1906, 1913, 1916) bis auf Lücken im N von Groß-Ullersdorf in der SW-Sektion, des obersten Teßtals in der SO-Sektion, der äußersten SO-Ecke der NO-Sektion und des Fichtlberggebietes im SO der NW-Sektion fertig kartiert vor. Da Rosiwal auf diesem Blatt an die grundlegende Arbeit von F. Becke für die Hohen Sudeten (1893) anknüpfen konnte und übrigens Rosiwals Kartierung eine von Lehrmeinungen ganz unabhängige und unvoreingenommene ist und nur dem tatsächlichen petrographisch-geologischen Befund Rechnung trägt, so bestünde wohl die Möglichkeit, durch einige Ergänzungen die sehr detaillierten Aufnahmen Rosiwals auf diesem Blatt wie auf Blatt Senftenberg der Veröffentlichung zuzuführen.

In seinen Aufnahmsberichten hat er der großen Buntheit der Gesteinsfolge besonders im March-, Graupatal, im Gebiet der beiden Längstäler des Spornhauer Sattels sowie der Umgebung von Freiwaldau (Beckes Bändergneis) Ausdruck verliehen. Man ist bei Betrachtung seiner Aufnahmskarte verblüfft, welche Feinheiten der petrographischen Ausscheidungen gemacht wurden und wie sie noch 1:25.000 zur Darstellung gelangen konnten. Eine außerordentlich reiche Folge von Phyllit, Kalk, Glimmerschiefer usw. erscheint an der Westseite des roten Gneises der Sudeten, dessen kontaktmetamorphe Gesteine genau kartiert wurden. Der Gneis des Baudenberges bei Grumberg, der zum Spiegglitzer Schneeberg hinaufzieht, wurde als der rote Gneis des böhmisch-nährischen Grenzgebirges erkannt. In der NW-Sektion ist die detaillierte Kartierung einer Scharung und scharfen Umbeugung der Schiefer und Kalke östlich von Altstadt sehr bemerkenswert. Im östlichen Kartenabschnitt grenzte er die Chlorit-, Aktinolit-, Quarz- und Tonschiefer, Phyllite, Quarzkonglomerate und Grauwacken in der Fortsetzung des Roemer'schen Unterdevons von Würbenäthel näher ab. Vom Quellengebiet von Gräfenberg bei Freiwaldau fertigte er eine geologische Karte 1:20.000 an, beziehungsweise einen Entwurf 1:10.000, die beide leider nicht veröffentlicht sind.

Das westlich angrenzende Blatt Senftenberg (Z. 5 Kol. XV) wurde von ihm in den Jahren 1901, 1903—1906 und 1908 neu aufgenommen. Leider ist es nicht mehr zur Fertigstellung dieses Blattes gekommen, trotzdem die ganze Osthälfte (bis zur preußischen Grenze) abgeschlossen ist und in der NW-Sektion von den Umgebungen von Rokitzitz bis Kunzendorf am SW-Abfall des Böhmischem Kammes sehr eingehende Kartenbilder vom Forscher vorliegen.

Auch auf diesem Kartenblatte erfolgte der Nachweis der Schieferhülle am W-Abfall des Roten-Gneis-Kernes. Die vielen Züge von Glimmerschiefer, Quarzit und Kalk sind vom obersten Marchtal, vom Spiegglitzer Schneeberg des Blattes Freiwaldau, an der Ostflanke des roten Gneises des Glatzer Schneegebirges gegen SSW bis gegen Grulich, wiederum in sehr subtiler kartographischer Darstellung, zu verfolgen. Andererseits konnte der zweite Schieferzug, der auf Blatt Freiwaldau in der Gegend nordwestlich von Altstadt konstatiert wurde, in einem schmalen Zug auch auf Blatt Senftenberg streichend, (östlich von Schreibendorf) nachgewiesen werden. Im Vergleich zu der im O als tektonische Hauptrichtung erkannten nordnordöstlichen Richtung wurde die sehr detaillierte Kartierung der Schieferhülle speziell von Gabel und Nekoř mit ihrem NW-Streichen tektonisch wichtig.

Man erhält eine Vorstellung des Arbeitseifers Rosiwals bei der geologischen Feldaufnahme, daß er fast gleichzeitig (1900—1907) das an Blatt Freiwaldau nördlich anschließende Blatt Jauernig-Weidenau (Z. 4 Kol. XVI) neu aufnahm und in letzterem Jahre dem Abschluß nahe brachte.

Ergänzungsrevisionen zwecks feinerer Abgrenzungen und Ausscheidungen erfolgten 1909—1913 in jeweils kurzen Aufenthalten. Die Kartierung des Kristallins (roter Gneis, mannigfach zusammengesetzte Schieferhülle) ist neuerdings sehr subtil und präzise durchgeführt (44 Ausscheidungen). Da der Verfasser (Götzinger) daselbst über Einladung von seiten Professor Rosiwals die Gliederung des Jungtertiärs und Diluviums (mit 18 Ausscheidungen) durchführte, konnten bei der seinerzeitigen Vorlage dieses Kartenblattes (in der Februar-Sitzung des J. 1916) 62 Ausscheidungen in diesem Kartenblatt vorgewiesen werden. Leider verhinderten der Krieg und die Nachkriegsverhältnisse die Veröffentlichung dieser fertigen Karte.

Es sei besonders auf die überaus feine Detailkartierung Rosiwals bei Weißwasser, west- und südwestlich von Jauernig, im Zuge: Wildschütz—Flössenberg, in den Gegenden von Petersdorf, Gurschdorf, Niesnersberg, Setzdorf, an der SO-Flanke des Nesselkuppen-Ulmrich-Kammes und an der rechten Bielatalseite zwischen Breitenfurt und Böhmischdorf verwiesen. Die scharfe Umbeugung der zahlreichen wechselnden Kalk- und Glimmerschieferzüge nach der nördlichen Richtung kommt südöstlich und östlich bei Weißwasser und südwestlich von Jauernig, hier besonders scharf sich vollziehend, zur Geltung. Die sehr subtile Kartierung der schmalen Züge diverser Schiefer im Goßbachtal, am Gebirgsrand von Weisbach und Jauernig und im Tal von Krautenwalde, wie bei Gurschdorf läßt unter anderem die großen Fortschritte gegenüber der älteren Aufnahme von Camerlander (1885—1886) erkennen. Die Detailkartierung an der Ostseite des Nesselkuppenkammes ist eine so feine, daß sie gerade noch im Maßstab 1:75.000 reproduktionsfähig ist. Auch die Aufnahme des Friedeberger Granitstockes mit seinen eingeschlossenen Schiefer- und Kalkschollen und den metamorphen Gesteinszonen ist eine glänzende und gegenüber der älteren Karte wesentlich bereichert.

Vor Abschluß der Kartierungsarbeiten in den Sudeten kehrte Rosiwal in das kristalline Gebiet des nordwestlichen Böhmen zurück, wo er schon, wie bei seiner Tätigkeit als geologischer Gutachter ausgeführt werden wird, seit den neunziger Jahren in Quellenschutzfragen mit großem Erfolg tätig gewesen war. Hier begann er 1907 mit der Neuaufnahme auf Blatt Marienbad-Tachau (Z. 6 Kol. VII), wohin er bis 1912 neben den anderweitigen Revisionen immer zurückkehrte.

Eine außerordentlich eingehende Aufnahme arbeitete er hier von der weiteren Umgebung von Marienbad im Maßstab 1:12.500 aus, die fast abgeschlossen ist und wohl veröffentlicht werden sollte. Auch eine Karte der Umgebung 1:8333 ist fast beendet. Auf die dem Geologenkongreß-Führer 1903 beigegebene Karte 1:15.000 sei hier verwiesen. In Marienbad wurde die Grenze des Granites gegen die Schieferhülle und die Kontaktmetamorphose gründlich untersucht. Viel sorgfältige Arbeit ist ferner in der SO-Sektion auf die Kartierung von Plans Umgebung (Granite, Diorite und Glimmerschiefer), in der NO-Sektion besonders auf die von Kuttenplan (Granit, Glimmerschiefer und Amphibolitschiefer) verwendet. In der Gegend von Tachau ist gegenüber der alten Aufnahme das Hauptstreichen vielfach in nordöstlicher bis östlicher Richtung festgestellt worden. Im Granit zwischen Tachau und Schönbrunn fand er einen vom Granit des Kaiserwaldes abweichenden, aber mit den Kerngraniten in Ostböhmen direkt vergleichbaren Typus.

Aus dieser Übersicht, welche die reiche, unermüdliche Arbeit nur andeuten konnte, erhellt, daß Rosiwal nicht nur eine überaus exakte, sondern auch regional sehr weit umfassende feldgeologische Kartierungs-

arbeit entwickelte. Bei der Präzision seiner petrographischen Bearbeitungen werden seine Kartenaufnahmen ihren großen Wert bewahren und es ist nur zu bedauern, daß die Drucklegung mehrerer seiner abgeschlossenen oder fast abgeschlossenen Karten nicht mehr rechtzeitig durchgeführt wurde und daß über große Terrainabschnitte keine Veröffentlichungen vorliegen. Immerhin sollte sich die Publikation eines erheblichen Teiles zur ehrenden Erinnerung an den so überaus sorgfältigen Geologen aus seinen musterhaft geführten Tagebüchern noch ermöglichen lassen.

Seine Bedeutung für technische Geologie.

Das zweite, sehr verzweigte Betätigungsfeld Rosiwals lag auf einem ganz andern Gebiet, auf dem der technischen Geologie. Er ist der unbestrittene Begründer zahlreicher neuerer Untersuchungsmethoden für die technische Nutzenanwendung von Mineralien und Gesteinen geworden.

Schon während seiner Assistentenzeit an der Hochschule beschäftigten Rosiwal Untersuchungen über die Härte der Mineralien und Gesteine, indem er zuerst die Bohrfestigkeit ermittelte und bestrebt war, ein absolutes Festigkeitsmaß zu erhalten, anknüpfend an die Experimente von Ržiha von der Technischen Hochschule, welcher die Bohrfestigkeit als eine Arbeitsgröße in Meterkilogramm ausdrückte, die zur Erschließung von 1 cm^3 Bohrloch notwendig ist. Die Arbeit wird aus der Schlagzeit und Weglänge des geschwungenen Fäustels (Hammers) berechnet. Die Bohrfestigkeit ist aber von der Weite des Bohrloches abhängig, so daß Rosiwal unter reduzierter Bohrfestigkeit die Leistung in Meterkilogramm pro 1 cm^3 Gestein für das 1 cm -Bohrloch für verschiedene Gesteine feststellt.

Er schritt nun an die Untersuchung der Härte der Mineralien und Gesteine durch Schleifen, indem er das Toulasche Härtebestimmungsprinzip ausbaute, wonach eine bestimmte Menge des Schleifmaterials so lange mit dem zu untersuchenden Gestein gerieben wird, bis dasselbe beim Weiterreiben keine merkliche Gewichtsabnahme erfährt, bis das Schleifmittel unwirksam wird. Dadurch wurde eine Annäherung an die alten Härteuntersuchungen, welche den Widerstand beim Ritzten untersuchen, vollzogen. In der Folge verbesserte der Forscher die Methode, indem das Schleifmittel nicht mehr zur Unwirksamkeit, sondern nur eine bestimmte Zeit, z. B. 8 Minuten, angewendet wird.

Dadurch konnten sehr genaue durchschnittliche Flächenhärten ermittelt werden. Unterschiede in den Abnutzungszahlen ergaben sich bei denselben Mineralien, je nachdem eine Spaltfläche oder eine Fläche schief oder senkrecht dazu vorliegt.

Von größter Bedeutung wurde vor allem die Gewinnung der relativen Werte der verschiedenen Glieder der Mohs'schen Härteskala. Dabei zeigte es sich, innerhalb welcher Grenzen die einzelnen Glieder stehen. Als Vergleichsmaßstab wählte er die Korundhärte = 1000.

Danach hat der Talk nur 0.04, das Steinsalz $1\frac{1}{4}$ bis 2, der Apatit $6\frac{1}{2}$ bis 8 Tausendstel der Korundhärte. Ein größerer Sprung liegt zwischen Steinsalz und Kalzit und insbesondere zwischen Apatit und Adular und Quarz, ebenso zwischen Topas (relative Härte 175 bis 194 Tausendstel der Korundhärte). Indem den Korund

der Saphir (1600) übersteigt und die Diamanthärte als das 140.000fache des Korunds ermittelt wurde, liegen also die Verhältniszahlen der Härtestufen 1 und 10 zwischen 1 und 3.500.000! Die relativen Werte für die Edelsteine bewegen sich zwischen 175 und 1000. Nur Spinell und Chrysoberyll nähern sich etwas dem Korund (600 bis 700).

Bei diesen Untersuchungen wurde auch berücksichtigt, daß das angewendete Schleifmittel, der Korund, infolge Verunreinigung selbst in der Härte schwankt (beste Sorte von Naxos) und sogar der Wert bis unter 500 sinken kann. Es wurden daher alle Beobachtungen auf Normalkorundpulver bezogen. Zwischen Saphir und Diamant konnte er nach den Experimenten mit künstlichen chemischen Verbindungen kristallisiertes Bor (10.000) und Carborundum (4000, bei Korundhärte = 1000) rangieren.

Es folgte überdies eine außerordentlich ausführliche Bestimmung der relativen Härten zahlreicher anderer petrographisch wichtigerer Mineralien, einer bisher fehlenden, aber ausschlaggebenden Grundlage für zahlreiche technische Fragen. Rosiwals Methode bietet gegenüber den bisherigen sklerometrischen Methoden den großen Vorteil, daß sie auf dem einfachsten Weg eine sehr präzise, ziffermäßige Angabe der Durchschnittshärte eines Gesteins gestattet; letztere tritt an Stelle der bisher recht vagen Bezeichnungen (z. B. Härte zwischen 6 bis 7 liegend) der Mohs'schen Stufe.

Die zahlenmäßig feststellbare Variabilität der Härte desselben Minerals oder Gesteins je nach Struktur oder Verwitterungsgrad ist ein besonderer Vorzug der Methode. Eine ausführliche systematische Tabelle enthält die durchschnittlichen Härtezahlen (verglichen mit Korund = 1000) zahlreicher Gesteine (Eruptiv-, Massengesteine, kristalline Schiefer, Sedimentgesteine) [1896]. Es war ein außerordentlich glücklicher Griff Rosiwals, die durch die Schleifmethode bei gemengten Gesteinen gewonnenen, sogar für dasselbe Gestein variierenden Härtezahlen zu der Härte in Beziehung zu setzen (theoretische Härte), welche das Gestein nach seiner mineralogischen Zusammensetzung haben müßte. Die ziffermäßige Darlegung der Quantitätsverhältnisse der Mineralbestandteile gemengter Gesteine mittels der später zu erwähnenden, außerordentlich wichtigen geometrischen Gesteinsanalyse ermöglichte es nun, die theoretische Härte unter Zugrundelegung der Härtezahlen der einzelnen Mineralien zu ermitteln. Durch das Verhältnis zwischen der durch den Versuch gefundenen Maßzahl und der theoretischen Härte gelangt Rosiwal zum Kriterium für die „Frische“ und den „Verwitterungsgrad“ der Gesteine, Größen, welche für technische Untersuchungen von größter Bedeutung sind und bisher nur ganz beiläufig, mit allgemeinen, von der subjektiven Auffassung abhängigen Worten charakterisiert worden waren.

Er gelangt so zur Einteilung von 10 Stufen der Gesteine nach ihrem Erhaltungszustand und stellt fest, daß nur in den seltensten Fällen bei den Bausteinen der Idealzustand „vollkommener Frische“ erreicht wird. Die verschiedene Frische von Bausteinen (auch von verschiedenen tiefen Teilen von Steinbrüchen) findet in einer höchst wertvollen Tabelle (1899) ihren zahlenmäßig faßbaren Ausdruck, eine Untersuchung, welche für alle einschlägigen Fragen immer wieder zum Vergleich herangezogen und nachgeahmt werden sollte.

Rosiwal stellt weiters Berechnungen an über die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen, für die technische Nutzenanwendung der Gesteine in Betracht kommenden Festigkeitsgrößen an der Hand des reichen Gesteinsmaterials der Domäne Konopischt (vgl. unten), so die

Beziehungen zwischen Druckfestigkeit und Härte, zwischen Bohr- und Druckfestigkeit, zwischen letzterer und der Abnützbarkeit. Hierbei modifizierte er die Bauschinger'sche Methode der Abnützbarkeit, indem er an Stelle des wie erwähnt sehr variablen Schmirgels (Korund) den Bergkristall als Vergleichswert für die Abnutzungswerte der Gesteine einführte. Es folgen Ermittlungen der Porosität, Wasseraufnahme der Gesteine und der dadurch geänderten Druckfestigkeitsgrößen und er legt dar, wie aus einer der gegebenen Festigkeitsgrößen (Härte, Bohr- festigkeit, Abnützbarkeit, Wasseraufnahme, Druckfestigkeit) die anderen bestimmt werden können (1899). Es ist damit eine wesentliche Erleichterung in der Beurteilung der gesamten Qualität an Steinmaterial geschaffen, wenn nur einige der Festigkeitsgrößen zahlenmäßig erhoben werden.

Die Vereinfachung der Bauschinger'schen Methode der Abnützbarkeit, vor allem dadurch, daß Rosiwal an Stelle der besonderen maschinellen Einrichtung die kreisförmige Bewegung der eigenen Hand einführt, gestattet es nun, daß jede Baustelle solche zuverlässige Messungen über die Qualitätsgrößen ihres Materials selbst anstellen könnte. Der pro 100 Handtours erzielte Substanzverlust des Schleifmittels gibt ein Maß der Abnützbarkeit. Es ist damit eine Methode zur Gewinnung zahlenmäßiger Werte für die Zähigkeit der Gesteine gegeben (1902).

Sie findet ihren Ausdruck auch in der Zermalmungsfestigkeit, jener Arbeit, welche erforderlich ist, um 1 cm^3 des Materials zu Sand und Staub zu zermalmen, die zunächst für die felsbildenden Gesteine und Mineralien zwischen den Grenzwerten von 0·8 (Steinsalz) und 6 mkg (zähe Basalte und Gabbros) liegend ermittelt wurde.

Durch Erweiterung der Gesteinuntersuchungen stieg der Wert bis 8 mkg für Porphyrite, Basalte, Pyroxen-Amphibolite, für die zähesten Gesteine: Jadeit und Nephrit sogar auf 13—20 mkg (1909).

In den letzten Jahren seiner Tätigkeit an der geologischen Reichsanstalt führte Rosiwal im Laboratorium noch zahlreiche Überprüfungen der Härte der Edelsteine durch, wobei er vergleichsweise als Schleifmittel Karborundum verwendete. Es wurden die seinerzeit festgestellten Relativ-Härtezahlen der Glieder der Mohsschen Skala nochmals neu berechnet. Eine Einheitlichkeit führte er auch insofern durch, als nur die binnen 8 Minuten Schleifzeit erzielten Gewichts-, beziehungsweise Volumverluste auf eine Normalanschlifffläche von 4 cm^2 bei den Probekörpern und auf Normalkorundpulver reduziert werden, so daß eine exakte Vergleichbarkeit gewährleistet ist. Auch die Unterschiedlichkeiten der Härte der Mineralien nach Kristall- und Spaltungsflächen werden zahlenmäßig dargetan.

Schließlich versuchte er, aus den experimentellen Zahlen ein absolutes Maß der Härte abzuleiten, indem er den Volumverlust des untersuchten Körpers zum Arbeitsaufwand in Beziehung setzte, der aus Kraft und Weg (letzterer durch die Schleifkurve, zum Beispiel für acht Minuten Schleifdauer etwa 340 m angegeben) sich ergibt. Unter absolutem Härtemaß versteht er die Größe der Schleifarbeit in Meterkilogramm, welche der Abschleiß von 1 cm^3 des Probekörpers erfordert. Damit ist ein analoger Maßstab wie bei der Bohrfestigkeit (Bohrarbeit)

und Zermalmungsfestigkeit (Schlagarbeit) gegeben. Nun konnten die in bezug auf die Korundhärte früher ausgedrückten relativen Härtezahlen in das neue absolute Maß übertragen werden. Nach den neuen Ermittlungen liegen die Grenzwerte zwischen den Chlorit, Talk und Graphit führenden Gesteinen (mit 50—100 *mkg* pro 1 *cm³*) und den kieselsäurereichsten und dichten Gesteinen (mit 5000—40.000 *mkg* pro 1 *cm³*).

Rosiwals glänzende technische Schulung und andererseits sachkundige Bedachtnahme auf die Interessen der Praxis haben ihn zu der stets anerkannten schöpferischen Wirksamkeit gebracht. Er wurde schon frühzeitig zum Vertreter des Ministeriums beim österreichischen Verband für die Materialprüfungen der Technik berufen und Proben liefen von verschiedensten Seiten ein, worüber im folgenden Abschnitt noch nachzusehen ist.

Seine Tätigkeit als geologischer Experte.

In zwei großen Fragenkomplexen, worin Rosiwal anerkannter erstklassiger Fachmann war, hatte er an Behörden, Ämter, zum geringen Teile auch an Industrieunternehmungen, größere Gutachten und gutachtliche Äußerungen abzugeben: auf dem Gebiet der Hydrogeologie einerseits, namentlich hinsichtlich der Wasserversorgung, Heilquellen-Erschließung und des Heilquellenschutzes und andererseits auf dem im vorigen Kapitel besprochenen technisch-geologischen Gebiete hinsichtlich der Qualitäts- und Quantitätsprüfung diverser Mineralien und Gesteine. Auf diesen beiden Betätigungen wurde wegen der ungemein großen Exaktheit seiner Gutachten seine Mitwirkung immer wieder angesprochen und sein Ruf war ein so glänzender, daß er von den verschiedensten Seiten her zur Expertisierung eingeladen wurde.

Als Gutachter in Quellen, besonders Heilquellen, hegründete er seinen Namen zunächst in Karlsbad, wohin ihn 1893 das Unterrichtsministerium in einer zunächst informativen Mission im Interesse der Förderung der auf den Schutz der Thermen abzielenden Vorkehrungen berief. 1894 erschien sein in jeder Beziehung grundlegendes Werk: „Über neue Maßnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen“ (Jahrbuch 1894), das schon durch die erschöpfende Behandlung des Themas Aufsehen erregte. Mit den schlichten Worten: „Der wenn auch längere, aber auf sicherem Boden angelegte Weg ist der heste“ rechtfertigt er die Gründlichkeit dieser Untersuchung. Das Werk ist auch methodologisch von größter Bedeutung. Er weist unter anderem die weitere nordwestliche Erstreckung der Thermalwasser führenden Zertrümmerungszone des Granits von Karlsbad bis über das Kaolin- und Kohlengebiet von Zettlitz und Schankau nach, wo er in den Grubenwässern Grubenthermen feststellt, die mit dem Karlsbader Thermalgebiet im Zusammenhang stehen. Die Warmwassererschötungen in den Zettlitzer Kaolin-gruben sind ihm warnende Anzeichen für eine Verletzung des Karlsbader Thermalwassers und er tritt energisch für die Schaffung eines erweiterten Schutzrayons ein.

Über einige Ergebnisse seines Gutachtens, besonders über die vorgeschlagenen Schutzmaßnahmen der Quellen, hielt er auch anlässlich der

66. Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte in Wien einen Vortrag und ebenso findet sich ein Auszug daraus in den Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien (1895).

Die in der erwähnten großen Schrift entwickelten Sätze über das Regime der Heilquellen fanden ihre Bestätigung und Erweiterung durch in den folgenden Jahren daselbst fortgesetzte Untersuchungen. 1895 gab er in Kommissionen über neue Maßnahmen zum Quellenschutz sein gern gehörtes Urteil ab. Im Sinne der Feststellung der Weitererstreckung der Thermalspalte von Karlsbad bis über Zettlitz hinaus erforschte er die Quellenverhältnisse in den Kaolinbauen daselbst und in der weiteren Umgebung und empfahl die Schutzmaßnahmen für Karlsbad entsprechend zu erweitern. Zugleich gab er für die Bezirkshauptmannschaft Karlsbad eine eingehende Instruktion für neue Quellenmessungen.

Der Warmwassereinbruch bei Abteufung des Schachtes Maria II im Grubenfeld der Britannia-Gewerkschaft nördlich von Königswarth rollte von neuem die Frage der Beeinflussung, bzw. Verletzung des Thermalwassers von Karlsbad auf und Rosiwal bat als Erster seine warnende Stimme erhoben, daß das Thermalwasser von Karlsbad durch diese Warmwassererschötung selbst noch in 14 km Entfernung verletzt sei und gab dringende Schutzmaßnahmen an. Als Experte der Bezirkshauptmannschaft sprach er sich (1898) unbedingt gegen das weitere Abteufen des Schachtes zur Sicherung des Karlsbader Sprudels aus. Er nahm energisch gegen die von andern Sachverständigen zugestandene Hebung beliebig großer Mengen dieses Warmwassers Stellung und verbot die Sumpfung im Schacht. In seiner Mission von seiten des Ministeriums für Unterricht und des Innern hielt er 1899 unverrückt trotz heftiger Anfeindungen an seinem Standpunkt fest und präziserte erneuerte Vorsichtsmaßregeln zum Schutze der Therme.

Anläßlich des Verbaues der Ausbruchstelle von Thermalwässern von Karlsbad im Flußbett der Tepl gibt er wiederum wertvolle Ratschläge zur Sicherung des Thermalwassers (1900) und berätet im folgenden Jahre neuerdings wegen des Rückganges der Karlsbader Hochthermen infolge der Erbohrung eines neuen Springers beim Sprudel.

1902 fungiert er ahermals für die Bezirkshauptmannschaft Karlsbad in der Frage des Zusammenhanges der Thermen mit dem neuerlichen Warmwassereinbruch im Maria II-Schacht in Königswarth. An der damaligen Kommission nahmen auch Uhlig und Hoefler teil, welcher letzterer das Warmwasser infolge Kohlunswärme erklären wollte. Dieser Auffassung widersetzte sich Rosiwal energisch, immer wieder den Zusammenhang mit dem Thermalwassergebiet betonend und durch hydrologische Beobachtungen beweisend. Bei dieser Gelegenheit vermittelt er auch wichtige Anregungen über die Neufassung des Schloßbrunnens. Auch Tietze tritt in einem Gutachten der geologischen Reichsanstalt für die Prager Statthalterei ganz auf Rosiwals Seite. In der neuerlichen Kommissionsverhandlung 1903 im Revierbergamt Falkenau über den Zusammenhang des Warmwassers mit dem Thermal-

wasser hält Rosiwal an seiner Überzeugung fest und konstatiert einen erheblichen Rückgang der Thermen infolge der Verletzung des Thermalwassers¹⁾.

Die 1906 zusammengesetzte Quellenschutzkommission, der von Geologen Laube, Wähner und F. E. Suess angehörten, hat den Zusammenhang des Thermalwassers mit dem Warmwasser zunächst höchst wahrscheinlich gemacht und schließlich Rosiwals Auffassung angenommen. Auch Rippls hydrologische Untersuchungen haben den Parallelismus zwischen den Sumpfungsmengen im Maria II-Schacht und der Ergiebigkeit der Thermen ergeben. Indem die Kommission die Wasserhebungen in Königswarth verbot und die Aufstauung der Grubenwässer daselbst veranlaßte, damit der Gleichgewichtszustand im Thermalgebiet wiederhergestellt werde, trat tatsächlich eine günstige Rückwirkung auf die Thermen von Karlsbad ein, die bis heute anhält. So ist eigentlich Rosiwals Weitblick und entschlossenem Auftreten die Erhaltung des Weltkurortes zu danken.

Inzwischen hat Kampe, der sowohl das Karlsbader Thermalgebiet wie das Wasser von Königswarth als Gasflüssigkeitsgemische erkannte und die Mechanik solcher Quellen klärte, in mehreren sorgfältigen Darlegungen den Zusammenhang näher begründet.

Wie in Karlsbad hatte sich Rosiwal in Marienbad in Fragen des Schutzes der Heilquellen zu beschäftigen, so auch durch Begutachtung einer Talaufstauung des Steinhaubaches hinsichtlich der befürchteten Beeinflussung der Heilquellen von Marienbad (1895—1898); er begutachtete zahlreiche Hausbäder daselbst und untersuchte die Frage der Zulässigkeit von Neubauten bei der wichtigsten Quelle, dem Kreuzbrunnen (1897). Es folgte 1902 ein einschlägiges Gutachten über eine projektierte Trinkwasseranlage und über Sicherungsvorkehrungen an der Marienbader Heilquelle, 1913—1914 ein geologisches Gutachten über die Anritzung mineralwasserführender Klüfte in der Kreuzbrunnenstraße und über die Neufassung des Kreuzbrunnens, wobei er eine geologische Detailkarte des gesamten Quellgebietes entwarf, und insbesondere über den vollen Schutz der Heilquelle.

In Teplitz fungierte er gleichfalls als geologischer Experte bezüglich der wichtigen Frage des Einflusses der neuen Wasserleitung auf die alte Wasserleitung, da erstere im Infiltrationsgebiet der letzteren liegt (1897, 1898), und nahm an der Kommission über die Quellenfassungen bei Teplitz teil. Seine reichen in der Quellengeologie und Quellentechnik gesammelten Erfahrungen konnte er ferner in Franzensbad verwerten (1899), wo er für den Stadtrat in der Frage der Ausdehnung und Mächtigkeit des Franzensbader Moores intervenierte; er erkannte die Franzensbader Mineralquelle als juvenile, aus einer Bruchspalte kommende, aber auch durch vadoses, in den tertiären Sanden zirkulierendes Wasser beeinflusste Quelle, deren Ergiebigkeitsschwankung mit dem Grundwasserstand in Abhängigkeit steht. Auch über den Schutz der Mineralquelle von Krondorf legte er seine Vorschläge dar, die Rückwirkungen von Felsprengungen an der benachbarten Bahnlinie erörternd (1907).

Das letzte große Gutachten Rosiwals (1922) betraf die Thermen des Staatsbades Sliač in der Slowakei, wohin ihn das Ministerium für

¹⁾ Eine sehr beachtenswerte und eingehende Zusammenfassung über die Fragen des Konnexes (bis 1913) hat eben Kampe geschrieben (Heilquellen und Bergbau. Ein Fall reparativen Quellenschutzes. S. A. aus: Internat. ärztlicher Fortbildungskursus. Karlsbader ärztliche Vorträge. Band 5, 1924).

öffentliche Gesundheitspflege der Tschechoslowakischen Republik berief. In den kommissionellen Verhandlungen und bei den Begehungen hatte er sich vor allem über die Maßnahmen über neue Quelfassungen zu beschäftigen, wobei in seinem Gutachten zum erstenmal die hydrologischen Verhältnisse der Quellen auf eine zahlenmäßige Grundlage gebracht worden sind.

Zahlreiche große Wasserversorgungsprojekte sind von Rosiwal nach der geologisch-technischen Seite hin ausgearbeitet worden, so für Freiwaldau, Jauernig, Kuttienplan, Prag (1902—1903), Schönlinde bei Freiwaldau (1904—1905) und Mauthausen.

Das zweite große, nicht minder weit umfassende Gebiet der praktisch-geologischen Betätigung Rosiwals war die technische Qualitätsprüfung diverser Mineralien und Gesteine für verschiedene Interessen der Industrie. Es war naturgemäß, daß ihm, dem Begründer so mancher exakten Methode auf diesem Wissenszweig Material von den verschiedensten Seiten zur Untersuchung zukam. Da im früheren Kapitel diese Errungenschaften Rosiwals schon erörtert wurden, so soll hier nur eine kurze Zusammenstellung seiner Untersuchungsmaterialien, worüber er Gutachten erstattete, gegeben werden.

Er vollführte zunächst eine sehr eingehende geologisch-technische Untersuchung der Steinbruchgesteine (namentlich Granite und Diorite) der Domäne des Erzherzogs Franz Ferdinand in Konopischt in Böhmen hinsichtlich der Qualitäts- und Quantitätsverhältnisse, der Granite von Skutsch und Chrast in Böhmen für Pflasterungszwecke, der Granite von Lipnitz bei Deutschbrod (für die gräf. Trautmannsdorfsche Domäne), der Granite von Požar (erzherzogl. Domäne), wobei oberösterreichische und niederösterreichische Granite zum Vergleich herangezogen wurden, der Granite von Dornach a. d. D., Sarmingstein, Wartberg a. d. Aist, Marienbad, Schwarzwasser in Schlesien und von Ceslak; ferner der Serpentine von Hosterlitz bei Mähr. Schönberg, der Basalte von Friedland an der Mohra, vom Pauliberg bei Wiesmath, der Pikrite von Freiberg in Mähren, der Porphyre von Miekina (Galizien), des Melaphyrs von Rudno in Galizien (für Bahnschotter der Nordbahndirektion), der Grauwacken von Mähr. Weißkirchen, der Sandsteine von Ostrawitz und von galizischen Brüchen, der Dolomite von St. Ägyd, Dolomitkalke von Chrzanow und Libiaz und der Sandsteine und Mergelkalke vom Exelberg bei Wien.

Von anderweitigen technisch-geologischen Gutachten seien noch Rosiwals Sachverständigenurteile über Rutschungen und deren Hintanhaltung, so am Leopoldsberg, über infolge Rutschungen notwendig gewordene Felsberäumungsarbeiten im Thayatale bei Znaim erwähnt.

Sonstige Gutachten bezogen sich auf Zementmergel, so von Kurowitz-Tlumatschau, Grügau bei Olmütz, Sonntagsberg bei Waidhofen a. d. Y.; eines der letzten Gutachten betraf die Gosaumergel von der Vordereben bei Lilienfeld.

Angesichts seines zuverlässigen mineralogisch-petrographischen Wissens und der reichen geologischen Erfahrungen muß es allerdings zunächst befremden, daß montangeologische Begutachtungen von Rosiwal sehr selten ausgeführt worden sind. Solche werden nur über Magnesitvorkommen bei Kralowitz i. B., über das radiumhaltige Uranerzvorkommen im Emilienschacht von Schönficht bei Marienbad und über Braunkohlenbohrungen bei Barzdorf in Schlesien erwähnt. Es mag dies damit zusammenhängen, daß der in seiner geologischen Aufnahms- und

Unterrichtstätigkeit sowie in seinen exakten hydrogeologischen und technisch-geologischen Forschungen aufgehende Gelehrte Begutachtungen von Objekten, in deren Bauwürdigkeit oder überhaupt Ernsthaftigkeit er von vornherein Zweifel setzte oder die ihm, dem gewissenhaften Begutachter, oft wegen Mangels an Aufschlußmaterial auch für eine wissenschaftliche Bearbeitung nicht lohnend erschienen, von Anfang an ablehnte. Dagegen entzog er sich nicht einer Einladung des mährischen Landesausschusses, ein sehr ausführliches Exposé wegen Auswertung der Mineralschätze Mährens auszuarbeiten und überdies eine Instruktion und ein Arbeitsprogramm für eine neu zu schaffende Stellung eines mährischen Landesgeologen zu verfassen. Auch in diesen Fragen stand er stets über der ganzen Sache und war von hohem ideellem Streben beseelt, der Volkswirtschaft dort Impulse zu geben, wo dafür die natürlichen Grundlagen gegeben waren, wogegen er Scheinbestrebungen energisch die Stirne wies, welche von der (manchmal vielleicht zufälligen) Schönerfärbung von bergmännischen Objekten nur die Befriedigung eigener Interessen erhofften.

Die zahlreichen Gutachten Rosiwals wurden stets mit Recht wegen ihrer Zuverlässigkeit sehr hoch bewertet. Sie entsprangen nicht nur einem, wie es seine Eigenart war, ganz eindringlichen Studium des Einzelfalles: sie hatten auch gegenüber andern voraus, daß ihr Verfasser über die Kenntnis aller einschlägigen Hilfsdisziplinen selbst verfügte und Techniker, Chemiker, Physiker und Mathematiker war. Diese seine Vielseitigkeit ermöglichte es, eine so erschöpfende Behandlung der einzelnen Fragen zu liefern. Ein Musterbeispiel dafür sind seine Untersuchungen der Thermen von Karlsbad, deren Retter Rosiwal wurde, wie immer wieder anerkannt wird. R. Kampe sagt in seiner verdienstlichen Arbeit, in welcher er den Kampf um die Quellenschutzbestrebungen dort zeitlich zusammenstellt: „Die Ereignisse (nämlich die Wiederherstellung des Gleichgewichtszustandes der Thermen) haben Ing. Rosiwal Recht gegeben, der sich in der Konnexfrage (zwischen Thermalwasser und den erwähnten Warmwassereinbrüchen) als erster Vorkämpfer mit all seinem Wissen und Können für den Schutz der Karlsbader Quellen energisch eingesetzt hatte.“ Er hat es sich wirklich verdient, wenn meine Anregung, daß ihm die Stadtgemeinde Karlsbad bei ihrem weltberühmten Sprudel eine Erinnerungstafel setzt, realisiert wird.

Sonstige mineralogisch-petrographische und geologische Arbeiten.

Die ersten wissenschaftlichen Arbeiten Rosiwals noch vor seiner geologischen Aufnahmestätigkeit sind an der Lehrkanzel der Technischen Hochschule entstanden. Sie zeugen von der vollständigen Einarbeitung ihres Verfassers in die feinen Methoden der mikroskopischen, chemischen und mikrochemischen Gesteinsuntersuchung. Exakte Gesteinsbestimmungen sind in seinen Schriften über die kristallinen Gesteine (Massengesteine und kristalline Schiefer) des zentralen und östlichen Balkan enthalten, welche Toulas von seinen Expeditionen mitgebracht hatte (1890 und 1892).

Dann hat das Gesteinsmaterial der Graf Teleki-Höhnelschen Expedition nach Ostafrika in ihm einen gewissenhaften Bearbeiter gefunden, wobei auch Gesteine des nördlich gelegenen Schoa und Assab untersucht wurden (1891). Neben den optischen Methoden bediente er sich mit Erfolg der Bořickyschen mikrochemischen Methode. Die beigegebene sehr verdienstliche Zusammenstellung aller in der bisherigen Literatur genannten oder beschriebenen Gesteinsvorkommen von Ostafrika und Abessinien gestattet vermöge der guten geographischen Übersichtlichkeit die raschesten und besten Informationen. Es folgten petrographische Arbeiten über einige kristalline und halbkristalline Schiefer aus der Umgebung der Radstädter Tauern (Verh. 1893, 1894) an der Hand der Sammlungen von Geyer und Vacek (Zentralgneise, Schieferhülle) und über Erz- und Gesteinsproben von Cinque Valli in Südtirol (Verh. 1894 und 1896).

Die größere Arbeit über die kristallinen Gesteine zwischen Schwarzawa und Zwitawa (Verh. 1892—1896) wurde bereits oben erwähnt. Im Anschlusse daran beschrieb er einige Mineralvorkommen des mährisch-böhmischen Grenzgebirges (1893).

Die Zusammenarbeit mit J. Jahn in Ostböhmen führte ihn zu einer genauen petrographischen und mikrochemischen Untersuchung der Eruptivgesteine und Grauwacken des Tejšovicer Kambriums (Verh. 1894). Jene umfaßten namentlich Porphyrite, Diabase, Diorite und Melaphyre; interessant ist dabei die Feststellung der Ähnlichkeit des Augitdiorites von Mileč mit den Tescheniten Mährens und Schlesiens.

Dann gibt er eine petrographisch-mikrochemische Beschreibung eines mit quarzfreien Keratophyren verwandten, von Geyer aufgesammelten Enstatitporphyrits aus dem oberen Tal von S. Pietro in den Karnischen Alpen, welcher Lagergänge im Kulm bildet (Verh. 1895), sowie eines neuen Basaltvorkommens von Marienbad (1896).

Zum Vergleich mit dem Kristallin seines Aufnahmegebietes in Ostböhmen wurde Rosiwal 1894 von der Direktion der geologischen Reichsanstalt eine längere, für ihn sehr anregende Reise in das sächsische Kristallin ermöglicht, wobei er auch für sein Terrain Erfahrungen sammelte, was im Kristallin bei tunlichster Detailkartierung, die er stets anstrebte und durchführte, auf der Karte noch ausscheidbar ist. Die von der Reise mitgenommenen Proben, insbesondere auch die untersuchten Kontaktgesteine des Granitits von Dohna und Weesenstein mit der geröllführenden kristallinen Grauwacke waren Gegenstand einer anderen Mitteilung (Verh. 1894/5); er weist darin auf die Ähnlichkeit gewisser Serizitgneise des sächsischen Granulitgebirges mit der Grauwacke des Tejšovicer Kambriums in Böhmen hin und faßt sie als wahrscheinlich kambrisch auf. Die in Sachsen nach Credners Feststellungen gewonnene Erkenntnis der Konkordanz der Glimmerschieferformation mit der Granulitformation und des Übergangs der Phyllitgruppe ins Paläozoikum hat Rosiwal in seinem ostböhmischen Gebiet, wie angedeutet, wiederholt gefunden und in Credners Glimmerschieferformation die mit Glimmerschiefer wechselnde rote Gneisgruppe erblickt.

Er beschrieb ferner die Eruptivgesteine vom Bosphorus und von der kleinasiatischen Seite des Marmara-Meeres: Diabase, Andesite, Porphyrite, Trachyte und Serpentine (1898).

Eingehende Verarbeitungen aus seinem Aufnahmegebiet enthält die bereits erwähnte Arbeit über den Elbedurchbruch bei Elbeteinitz (1900) sowie eine über Kontaktminerale des Friedeberger Granitstockes (1906). Leider erfolgten über seine petrographischen Erhebungen auf den Blättern Freiwaldau, Jauernig und Marienbad keine zusammenfassenden Veröffentlichungen und es ist da auf die Einzelheiten seiner vortrefflichen kartographischen Darstellungen sowie auf die jeweiligen Notizen in den Jahresberichten hinzuweisen.

Von größter Bedeutung wurde Rosiwals Darlegung über die geometrische Gesteinsanalyse, welche auf der Methode von Delesse aufbaut, wonach auf der Schlifffläche eines zusammengesetzten Gesteins die Summe der in der Schnittebene liegenden Flächenanteile der verschiedenen Mineralien sich ebenso verhält wie die Summe der Mineralvolumina im gemengten Gestein. Rosiwal basiert die Methode auf die Messung an der von ihm aufgestellten „Mengenindikator“, der messenden Linie, welche aus einzelnen Abschnitten innerhalb der von ihr durchfahrenen Mineralkörner besteht, welche im Verhältnis der Summe der dem Mineral zufallenden durchschnittlichen Längen zu ihrer Gesamtlänge unmittelbar ziffermäßig den volumetrischen Anteil des betreffenden Minerals im gemengten Gestein angibt. Diese Mengenbestimmungslinie kann ganz verschieden gelegt werden, es genügt, wenn sie nur tunlichst lang ist. Besonders eignet sich die Methode bei den porphyrischen, körnigen und klastischen Gesteinen, um das volumetrische Verhältnis der einzelnen Mineralkomponenten zu bestimmen. Wie Rosiwal ausführte, ist die Anwendbarkeit eine außerordentlich große, so z. B. für Fragen der Gesteinstruktur, des Verhältnisses von Geröllen, Breccientrümmern etc. zur Grundmasse. Erst durch Anwendung dieser Methode läßt sich eine viel präzisere Charakteristik der Gesteine namentlich für technische Beurteilungen geben. Sie ersetzt die quantitative Mineralzusammensetzung der gemengten Gesteine und liefert im Vergleich zur chemischen Analyse frappante Übereinstimmungen mit dieser, so daß sie für die erste Orientierung an Stelle der langwierigen chemischen Analyse zu treten berufen ist. Diese Methode hat sich infolge ihrer Einfachheit, Raschheit und Präzision sehr eingebürgert. Im Journal of Geology 1919 haben sich A. Johannsen und E. A. Stephenson mit ihr beschäftigt.

Von geologischen Arbeiten, soweit sie bisher nicht im Rahmen der geologischen Kartierung oder technischen Geologie Erwähnung gefunden haben, können hier noch Rosiwals Studien über die Fauna der Pötzleinsdorfer Sande (1893) vermerkt werden, die er der Fauna von Gainfarn näherstellt, sowie sein Beitrag für den Geologenkongreßführer Wien 1913, für den er eine geologische Beschreibung der Umgebungen der Kurstädte Franzensbad, Marienbad und Karlsbad beistellte; vom 5. bis 9. August 1903 hatte er daselbst die geologische Führung der Exkursionen übernommen, an der sich 27 Fachkollegen, darunter Osann und Sabatini, mit dem Ausdruck der größten Anerkennung für ihren Führer beteiligten.

Rosiwal's akademische Lehrtätigkeit.

Die mühevolle akademische Laufbahn Rosiwals ist bereits im 1. Abschnitt skizziert worden. Er supplierte von seiner Habilitation an das Hauptfach Mineralogie, 1917/18 auch Geologie, hielt mineralogische Übungen ab und las über technische Untersuchungsmethoden der Steinbaumaterialien. Als Ordinarius an der Technik ging er mit dem ihm eigenen Arbeits- und Pflichteifer ganz im Unterricht und in organisatorischem Wirken auf. Unter anderem nahm er großen Einfluß auf die Erweiterung der Hochschule durch Heranziehung des Gebäudes der ehemaligen Kriegsschule und richtete daselbst das mineralogische Institut und die Lagerstättenammlung ein.

Rosiwal war ein glänzender Redner, mit hinreißendem Temperament und alle seine Vorträge waren von großer Klarheit. Von großer Gerechtigkeitsliebe und bestem Wohlwollen zur studierenden Jugend erfüllt, mußte er sich rasch bei seinen Hörern Sympathien und große Beliebtheit gewinnen. Wegen seiner wahrhaft deutschen Denkungsart hat er sich die Hochachtung der deutschen Studentenschaft erworben. Die deutsch-akademische Lesehalle an der Technik ernannte ihn zu ihrem Ehrenmitglied; das gleiche war er auch beim akademischen Bauingenieur-Verein.

In volksbildnerischer Hinsicht entfaltete er namentlich im Verein zur Verhretung naturwissenschaftlicher Kenntnisse als vieljähriges Ausschußmitglied eine rege Tätigkeit. Seit 1892 war er langjähriger Sekretär des Vereines, dann Vizepräsident. In dreien seiner Vorträge (Härte, Edle Steine und Thermen von Karlshad) hat er selbst am besten gezeigt, wie die glückliche Verbindung strengster Wissenschaftlichkeit mit allgemein verständlicher Darstellung als die beste Vortragsform für diesen Verein durchzuführen ist. Infolge seiner Mitarbeit mit Hofrat Toula, besonders hinsichtlich der Balkangesteine, trat er auch dem Orientverein nahe, in dem er lange Jahre als Ausschußmitglied wirkte.

Die Liste der Veröffentlichungen (S.114/5) gibt nur teilweise ein Bild des vielseitigen Erarbeitens Rosiwals. Sie hätte viel größer sein können, wenn nicht der so exakte Forscher jederzeit die Anschauung gehabt hätte, nur das zu veröffentlichen, was sich ihm so gänzlich spruchreif gestaltete, daß es jeder späteren Forschung standhalten mußte. Darum wird auch seinen Arbeiten ein lange bleibender Wert innewohnen. Er war kein Freund von Vielschreiberei und nichts war ihm fremder, als durch Gelegenheitspublikationen oder gar durch wiederholte Veröffentlichung an verschiedenen Stellen sich bemerkbar zu machen. Es war ihm geradezu verhaßt, seine Person in den Vordergrund zu rücken, um etwas zu erreichen; in vornehmer Verschlossenheit fand er in echtem Forscherleben und in gewissenhaftester Untersuchungsmethode genug Befriedigung, wobei er sich bis ins feinste Detail vertieft. Seine Objektivität, Exaktheit und Universalität haben ihn zum erstklassigen Gutachter befähigt. Wenigen nur war die Vielseitigkeit seiner Bildung und seiner Interessen

bekannt. Selbst mitten in großen Arbeiten vertieft, unternahm er „zur Erholung“ Geistesflüge nach oft ganz disparaten Wissensgebieten; so trieb er bis in seine letzten Lebensjahre höhere Mathematik oder widmete er sich kunstgeschichtlichen und sprachlichen Studien. Frei von jeder wissenschaftlichen Eitelkeit und Überhebung, ließ er jedem Fachgenossen seinen Platz. Er vermied sogar polemische Exkurse. Wohl aber war er der beste und zäbteste Kämpfer, wo ihn die sachliche Notwendigkeit veranlaßte, energisch seinen Standpunkt zu vertreten. Wie oft hat er sich doch dabei auch als Vertreter der Standesinteressen des stiefmütterlich behandelten Aufnahmsgeologen bewährt! Seine stets geübte Pflichttreue — in sich selbst stellte er ein sehr hohes Pflichtgefühl — begleitete ihn bis zu seinem Tode. Güte und Wohlwollen zu so vielen haben ihm die aufrichtige Verehrung eingetragen. Die Herzlichkeit seiner Gesinnung, seine Offenheit, Aufrichtigkeit und Wahrheit, bar jeder Heimlichkeit, machten ihn seinen Freunden so sehr wert und unersetzbar. Einer der lautersten Charaktere, ein treuer deutscher Mann, der an dem Unglück und an den Zersetzungserscheinungen seines geliebten deutschen Volkes schwer litt, bis er sich davon ganz zermürhte, ist mit ihm dahingegangen. In aufrichtiger Wehmut und in treuem Gedenken werden ihn seine zahlreichen Freunde vermissen, die Fachwelt aber ihm Dankbarkeit und größte Wertschätzung bewahren.

Verzeichnis der Veröffentlichungen.

1890. Zur Kenntnis der krystallinen Gesteine des zentralen Balkans. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. 1890.
 Krystalline Gesteine des östlichen Balkan. In Toula, Geol. Untersuchungen im östlichen Balkan. I. Abt. Denkschr. d. Akad. 1890.
1891. Beiträge zur Kenntnis der Bohrfestigkeit der Gesteine. Jahrb. d. österr. Ing. u. Architekt. Ver. 1891.
 Über Gesteine aus dem Gebiet zwischen Usambara und dem Stephaniesee nebst einem Anhang: Über Gesteine aus Schoa und Assab. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. 58. Bd.
1892. Gesteine aus dem östlichen Balkan. Anhang zu Toula, Geol. Untersuchungen im östlichen Balkan. II. Abt. Denkschr. Akad. 1892.
 Aus dem krystallinischen Gebiet zwischen Schwarzawa und Zwittawa. I—V. Verh. geol. R. A. 1892, 1893, 1895.
1893. Vorläufige Mitteilung über eine neue Methode der Härtebestimmung durch Schleifen. Anzeiger d. Akad. d. Wiss.
 Über die Härte. Schriften d. Ver. zur Verbreit. naturwiss. Kenntnisse 1893.
 Zur Fauna der Pötzleinsdorfer Sande. Jahrb. d. geol. R. A. 1893.
 Über einige Mineralvorkommen aus dem höh. mähr. Grenzgebirge. Verh. geol. R. A. 1893.
 Petrographische Notizen über einige krystallinische und „halbkrySTALLINISCHE“ Schiefer der Umgebung der Radstädter Tauern. Verh. geol. R. A. 1893 (I), 1894 (II).
1894. Erz- und Gesteinsproben von Cinque Valli in Südtirol. Verh. geol. R. A. 1894, 1896.
 Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verh. geol. R. A. 1894.
 Petrographische Charakteristik einiger Grauwackengesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. Verh. geol. R. A. 1894.
 Über neue Maßnahmen zum Schutze der Karlsbader Thermen. Jahrb. geol. R. A. 1894.

- Zur Physiographie der Karlsbader Thermen sowie neue Maßnahmen zum Schutze derselben. Verh. d. 66. Versammlung deutscher Naturforscher u. Ärzte in Wien 1894.
- Über eine neue Methode der Härtebestimmung der Minerale, insbesondere jener des Diamanten. Verh. d. 66. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien 1894.
- Bericht über den ersten Teil einer Studienreise in die kristallinen Gebiete des Königreichs Sachsen. Verh. geol. R. A. 1894.
1895. Über die Härte der Mineralien mit besonderer Berücksichtigung der Edelsteine. Monatsbl. d. wissenschaftl. Club 1895.
- Über die Thermen von Karlsbad und den Schutz derselben. Schr. d. Ver. zur Verbreitung nat. Kenntnisse 1895.
- Petrographische Notizen I: Enstatitporphyrit und Porphyrituff aus den Karnischen Alpen. Verh. geol. R. A. 1895.
- Vorlage und Besprechung von Sammlungsmaterial aus dem sächsischen Granulitgebirge, aus der Weesensteiner Grauwackenformation und vom Bruchrande des Lausitzer Plateaus bei Klotzsche. Verh. geol. R. A. 1895.
1896. Petrographische Notizen II: Über ein neues Basaltvorkommen (Nephelinbasanit) bei Marienbad nebst einigen Bemerkungen über den Nephelinbasalt vom Podhornberge. Verh. geol. R. A. 1896.
- Schlußergebnisse der Aufnahme des krystallinen Gebietes im Kartenblatt Bräusau—Gewitsch. Verh. geol. R. A. 1896.
- Neue Untersuchungsergebnisse über die Härte von Mineralien und Gesteinen. Verh. geol. R. A. 1896.
1898. Über geometrische Gesteinsanalysen. Ein einfacher Weg zur ziffermäßigen Feststellung der Quantitätsverhältnisse der Mineralbestandteile gemengter Gesteine. Verh. geol. R. A. 1898.
- Eruptivgesteine vom Bosphorus und der kleinasiatischen Seite des Marmarameeres. Beiträge zur Paläontol. u. Geol. Österreich-Ungarns u. d. Orients.
1899. Über einige neue Ergebnisse der techn. Untersuchung von Steinbaumaterialien. Eine neue Methode zur Erlangung zahlenmäßiger Werte für die „Frische“ und den „Verwitterungsgrad“ der Gesteine. Verh. geol. R. A. 1899.
1900. Der Elbedurchbruch durch das NW-Ende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. geol. R. A. 1900.
1902. Über weitere Ergebnisse der technischen Untersuchung von Steinbaumaterialien. Quarz als Standard-Material für die Abnützbarkeit. Eine neue Methode zur Erlangung zahlenmäßiger Werte für die „Zähigkeit“ der Gesteine. Verh. geol. R. A. 1902.
1903. Franzensbad, Marienbad, Karlsbad. Führer für die geol. Exkursionen des IX. Internat. Geol. Kongr. Wien 1903.
- Bericht über die Exkursion in die Mineralquellengebiete der Badestädte Franzensbad, Marienbad und Karlsbad in Böhmen. Comptes Rendus d. IX. Congrès geol. internat. de Vienne 1903.
1906. Vorlage von Kontaktmineralien aus der Umgebung von Friedeberg in Schlesien. Gold von Freiwaldau. Verh. geol. R. A. 1906.
1909. Die Zermalmungsfestigkeit der Mineralien und Gesteine. Verh. geol. R. A. 1909.
1912. Über das Messen der Korngröße der Gesteine. Verh. geol. R. A. 1912.
- Weitere Untersuchungen über die Abnützbarkeit der Gesteine. Verh. geol. R. A. 1912.
1914. Über edle Steine. Schr. d. Ver. zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse. Wien 1914.
1916. Neue Ergebnisse der Härtebestimmung von Mineralien und Gesteinen. Ein absolutes Maß für die Härte spröder Körper. Verh. geol. R. A. 1916.
1917. Neuere Untersuchungen über die Härte. Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitteil. Bd. XXXIV.
1920. Franz Toula. Nekrolog. Verh. geol. Staatsanstalt 1920.
- Zur Erinnerung an Franz Toula. Nachruf. Schr. d. Ver. zur Verbreitung naturwiss. Kenntnisse 1920.

Inhalt.

	Seite
Aus A. Rosiwals Lebensgang	97
Seine Tätigkeit als Aufnahmsgeologe	99
Seine Bedeutung für technische Geologie	103
Seine Tätigkeit als geologischer Experte	106
Sonstige mineralogisch-petrographische und geologische Arbeiten	110
Rosiwals akademische Lehrtätigkeit	113
Verzeichnis der Veröffentlichungen	114

Über die Verwendung der SchuttAusstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen.

Von Otto Ampferer.

(Mit 6 Zeichnungen.)

In der Arbeit „Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen — Jahrbuch 1923 —“ wurde von mir der Versuch gemacht, einen großen Gebirgskörper samt seinem umschließenden Vorland einmal nur als zusammengehörige Abtragungs- und Aufschüttungsräume im Verlaufe geologischer Zeiten zu betrachten.

Diese Betrachtungsweise hat nun gewisse Unregelmäßigkeiten in der Vorlandssedimentation schärfer beleuchtet und zu der Vorstellung geführt, daß dieselben am leichtesten durch Großbewegungen des ganzen Gebirgskörpers erklärbar sind.

Ich möchte nun in der folgenden Arbeit diese Methode noch weiter ausbauen und gebrauchsfertiger machen, zugleich aber auch einen Irrtum richtigstellen, welcher auf eine mir heute unerklärliche Weise in der oben erwähnten Arbeit stehen geblieben ist.

Es ist dies die Verwechslung von Flysch und Molasse in dem Schema Fig. 7 auf Seite 132 und in der dazugehörigen Beschreibung.

Wie es ja wohl nahe liegt, soll in diesem Schema das System von Flysch und Flyschalpen über das System von Molasse und Molassealpen geschoben erscheinen und es sind daher die Bezeichnungen Flyschalpen und Molassealpen irrtümlich miteinander vertauscht.

Als Grundlage der Überlegungen dient die Vorstellung der SchuttAusstrahlung eines Gebirges gegen sein Umland.

Diese SchuttAusstrahlung kann in ihrer Intensität und Reichweite außerordentlich schwanken, sie wird aber nur unterbrochen, wenn das Gebirge tektonisch versenkt oder durch Erosion ganz abgetragen wurde.

In beiden Fällen verschwindet also die SchuttAusstrahlung erst, wenn eben auch das Gebirge verschwindet.

Man kann also die SchuttAusstrahlung als eine Lebensfunktion des Gebirgskörpers bezeichnen. Wenn nun ein Gebirge eine bestimmte Lebenszeit besitzt, so kann man durch die SchuttAusstrahlung, welche in dieser Zeit ins Umland erfolgte, falls sie dort aufgespeichert wurde, eine Menge sonst verlorener Angaben über seine Geschichte erhalten.

Hier interessiert uns zunächst die Frage, ob ein Gebirgskörper gegenüber seinem Umland während seiner Entwicklung seine Lagebeziehung behalten oder verändert hat.

Es ist wohl selbstverständlich, daß man mit Hilfe der SchuttAusstrahlung nur die Lageverschiebungen gegenüber dem benachbarten Umland unter günstigen Umständen wird erforschen können, nicht aber

Bewegungen, welche Gebirge und Umland zugleich ergriffen und verschoben haben.

Machen wir also zuerst die Annahme, es wäre ein stabiler Verband des Gebirgskörpers mit seinem Umland gegeben.

Das Gebirge selbst wird als bereits bestehend angenommen und befinde sich im Zustande der Schuttausstrahlung, bis seine Erhebung eingeebnet und damit die Ausstrahlung erloschen ist.

Um das Gebirge herum werden wir hier (Fig. 1) einen geschlossenen Gürtel von Schuttablagerungen entdecken, welcher zwar je nach den örtlichen Eigentümlichkeiten recht mannigfaltige Ausbildungen aufweisen wird, im großen und ganzen aber in den Querschnitten vom Gebirge zum Vorland überall eine vollständige Serie der Ablagerungen in sich schließen wird.

Ich gehe hier nicht auf die vielen Möglichkeiten der faziellen Abartungen und Mächtigkeitsschwankungen ein, weil dieselben bei einem

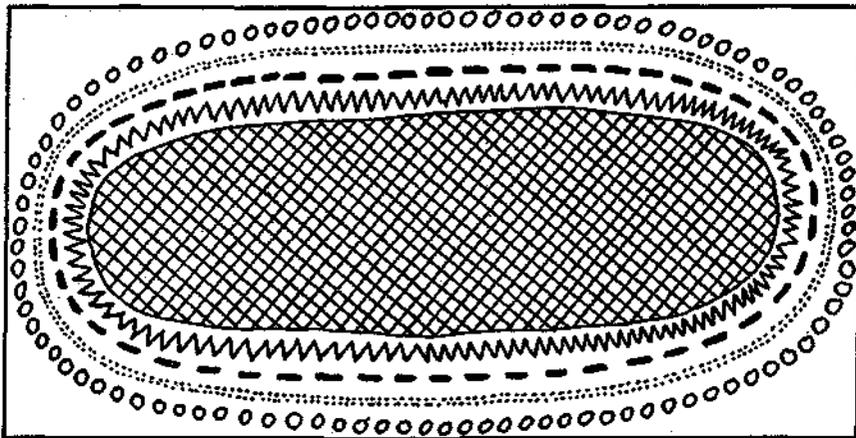


Fig. 1. Gitter = Gebirgsraum.

- | | | |
|---|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1, Wellenlinie 2, dicke Striche 3, Punktreihe 4, Ringe | } | Reihenfolge von aufeinanderfolgenden Schuttausstrahlungen
des Gebirgsraumes. |
|---|---|---|

durchaus stabilen Verhältnis von Gebirgsraum und Umgebung immer nur einen leicht erkennbaren lokalen Anlaß und Umfang haben können.

In Wirklichkeit hat dieses einfache, ruhige Verbandsverhältnis wohl kaum je bei einem irdischen Gebirge bestanden und es ist nur bemerkenswert als Normalform, welcher gegenüber die tatsächlichen Abweichungen umso auffälliger werden.

Gehen wir einen Schritt weiter und halten wir zwar noch das Grenzverhältnis des Gebirgsraumes gegen sein Umland stabil fest, geben aber dem ersteren eine vertikale Bewegungsfreiheit. Das heißt, das Gebirge kann sich innerhalb seines Umlandes heben oder senken.

Es ist klar, daß damit in die Schuttausstrahlung schon eine größere Mannigfaltigkeit hineinkommt. Wir werden nicht mehr eine Abtragungs- und eine Auftragungsserie, sondern deren mehrere haben. Bei einer entsprechenden Senkung des Gebirgskörpers wird sogar die ganze Schuttausstrahlung unterbrochen werden können.

Ja es kann sogar zu einer Umkehrung, einer Schutteinstrahlung vom Umland her, kommen. In diesen Fällen werden wir rings um das Gebirge herum in seinen Aufschüttungssedimenten eine der Dauer der Versenkung entsprechende Lücke nachweisen können.

Charakteristisch bleibt aber auch in diesem Falle, daß die verschiedenen Serien von gesteigerter oder verminderter oder eingestellter oder umgekehrter Schuttaustrahlung eben rings um das Gebirge herum gleichartig zu verfolgen sind.

Machen wir endlich noch die Annahme, daß das Verhältnis des Gebirgskörpers zu seinem Umland ein mobiles sei, so erweitern sich die Möglichkeiten dadurch aufs neue.

Da dieser Fall mit den tatsächlichen Verhältnissen bereits viele Beziehungen besitzt, so ist es gebührend, ihn etwas genauer zu prüfen.

Die einfachste Annahme bleibt hier eine Bewegung des Gebirgskörpers, welche denselben nur in einer bestimmten Richtung über sein Umland hinausführt.

Dabei kann der betreffende Gebirgskörper in anderen Richtungen noch mit seinem Umland in stabiler Verbindung bleiben.

Die Bedingung eines nur einseitig gelösten Verbandes zwischen Gebirgskörper und Umland kann nun auf verschiedene geometrische Weisen vollzogen werden. Es kann einmal die Bewegung eng auf den Gebirgskörper beschränkt bleiben und nur dieser teilweise auf sein Umland vorgedrängt werden.

Hiebei kann es sich, wenn auf der Rückseite des vorbewegten Gebirges keine Zerreißen eingreifen sollen, nur um kleinere Verschiebungen handeln, die wahrscheinlich den doch immerhin ziemlich breiten Saum der Schuttablagerungen nicht zu verdecken vermögen.

Ein größeres Ausmaß von Verschiebbarkeit wird eröffnet, wenn die Überschiebung nicht nur auf den Gebirgsrand beschränkt bleibt, sondern seitlich sich auch ins Umland hineinzieht (Fig. 2.)

In diesem Falle kann es bereits zu ausgiebigen Überdeckungen an der Front kommen. Außerdem wird aber das an der Schubbahn gehobene und mitvorgeschobene frühere Umland teilweise selbst in die Gebirgsbildung einbezogen und schuttaustrahlend.

Löst sich endlich der Gebirgskörper ganz von seinem Umland ab und führt eine davon unabhängige Bewegung aus, so haben wir, wie (Fig. 3) zeigt, an der Vorderseite Überdeckung, an der Rückseite Abreißung und links und rechts Parallelverschiebungen.

Betrachtet man diesen Vorgang in Hinsicht auf seine Wirkung bei der Schuttaustrahlung, so ergeben sich im Schema kurz folgende Gegenüberstellungen.

An der Vorderseite kann es bei entsprechender Schubweite zu einer Verdeckung der ganzen älteren Schuttablagerungen kommen oder es transgredieren nach Stillstand der Überschiebung wenigstens die jungen, groben Nahaufschüttungen unmittelbar über die älteren, feinen Fernaufschüttungen.

Wir werden also an einer solchen Front vergebens eine engere Beziehung der älteren Sedimente zum Gebirgskörper suchen, da diese ja erst nach Ausführung der Verschiebung hier zustande gekommen ist.

Die jungen Aufschüttungen des Vorlandes werden sich dagegen aufs genaueste an alle Eigenheiten des neuen Gebirgssaumes anschmiegen.

An der Rückseite eines freibewegten Gebirges werden wir andere Erscheinungen zu erwarten haben.

Hier werden durch die Abreißung vermutlich tiefe Gefügelockerungen eingeleitet, die mit dem Aufsteigen und Austreten von Magmen verbunden sind.

Das kann natürlich unter mannigfaltigen, inneren und äußeren Umwälzungen geschehen.

Man erinnert sich hier sofort an die Vorstellungen von E. Suess, welcher bei dem Bilde der gegen N und NW bewegten Alpen immer wieder den Gegensatz zwischen ihrer überfalteten Außen- und ihrer zerrissenen Innenseite betont hat. Uns interessiert hier vor allem das Verhältnis zu den Schuttausstrahlungen.

Geht die hier angenommene Abreißung weit und finden ausgedehnte

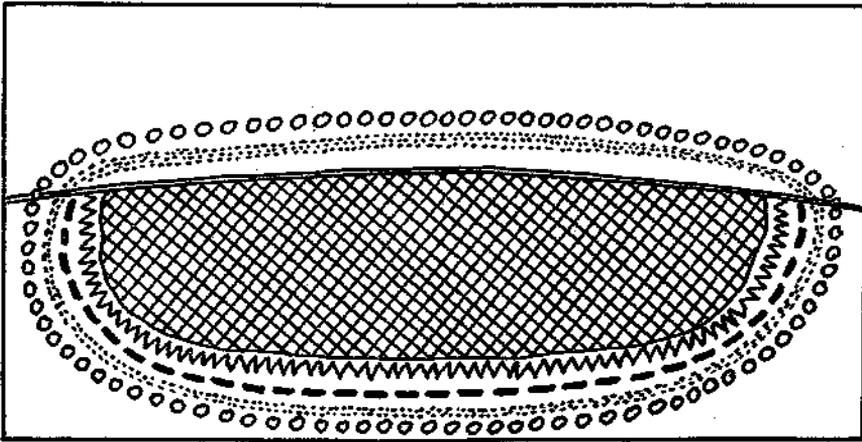


Fig. 2. Bezeichnungen wie bei Fig. 1.

Die Doppellinie soll den Ausstrich einer Überschiebung andeuten, welche den Gehirgskörper samt dem Rückland so weit über das Vorland förderte, daß hier die älteren Schuttausstrahlungen (1, 2) verdeckt wurden.

eruptive Neugießungen statt, so kann nach dem Stillstand der Bewegungen auch hier der alte Schuttverband unter Umständen ganz zerstört sein und nur die junge Schuttausstrahlung für sich allein unmittelbar erkennbare und prüfbare Anschlüsse an das Gebirge besitzen.

An den Seitenflanken eines Wandergebirges haben wir wieder andere Verhältnisse.

Hier wird zwar auch das Verbandsverhältnis zerrissen, aber mehr Gleiches oder Ähnliches aneinander verschoben.

Die Gegensätze werden also im allgemeinen nicht so schroff ausgebildet erscheinen.

Immerhin muß die Verschiebung in der Bewegungsrichtung wohl zu erkennen sein, indem nach dem Stillstand die jungen Grobsedimente in dieser Richtung auf alte Feinsedimente übergreifen, in der Gegenrichtung aber sich junge Grobsedimente auf alte legen.

Dieser Fall ist zwar besonders geeignet, die Wirkung einer Gehirgverschiebung auf die Schuttausstrahlung nach allen Richtungen hin

deutlich zu machen, aber es ist sehr unwahrscheinlich, daß er jemals auf der Erde geologisch verwirklicht worden ist. Aus dieser flüchtig prüfenden Übersicht haben wir zunächst nur den Schluß gezogen, daß durch eine solche Verschiebung der Gebirgsmasse gegen ihr Umland auch die ganze Schuttverteilung wesentlich mitbeeinflußt wird.

Geht die Verschiebung nicht über den Saum der älteren Schuttausstrahlung hinaus, so wird sich nach dem Stillstand die neue Ausstrahlung noch über die alte ausbreiten können.

Dringt sie jedoch über diesen Saum hinaus, so ist hier die Existenz der alten Aufschüttung nicht mehr zu erweisen.

Im letzteren Fall breitet sich dann die neue Aufschüttung über einen fremden Untergrund aus und wir bekommen bei einer Wanderung rings um das Gebirge den Eindruck eines recht verschiedenen Alters und Umfangs seiner Schuttausstrahlung. Die Geschwindigkeit der Verschiebung des Gebirgskörpers ist für die Ausbildung scharfer Schnitte

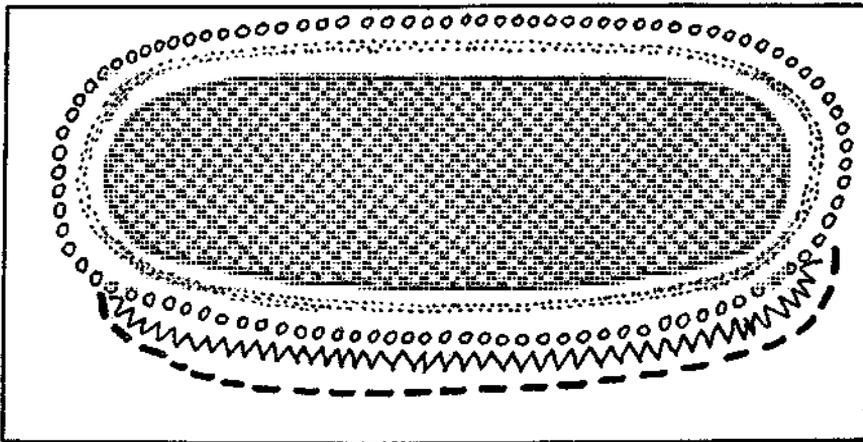


Fig. 3. Bezeichnungen wie bei Fig. 1.

Hier erscheint der Gebirgskörper frei verschoben und man kann seine frühere Lage nur aus den zurückgebliebenen Resten seiner älteren Schuttausstrahlungen (1, 2) erkennen.

in der Vorlandssedimentation in erster Linie entscheidend. Wenn z. B. in einer längeren Zeit durch die Abtragung eines Gebirges eine große Schuttmasse ins Vorland geliefert und dort ausgebreitet wird und es erfolgt nun eine rasche Verschiebung der Gebirgsmasse, so kann in erster Linie der gebirgsnahe Grobschutt ganz oder größtenteils zur Verdeckung kommen.

Der neue Grobschutt wird sich dann auf älteren Feinschutt legen und wir werden für den älteren Feinschutt keine unmittelbaren Anknüpfungsenden mehr aufdecken können.

Der Gegensatz zwischen dem älteren Feinschutt und dem jüngeren Grobschutt wird unter sonst gleichen Umständen umso schärfer sein, je schneller und weitgreifender die Verschiebung vor sich gegangen ist.

Wir haben bisher die Wirkung einer einmaligen Verschiebung eines Gebirgskörpers in Hinsicht auf seine Schuttausstrahlung betrachtet.

Es ist nun aber auch möglich, daß mehrere Verschiebungen dabei ins Spiel treten.

Liegen diese Verschiebungen zeitlich nahe aneinander, so wirken sie auf die Schuttausstrahlung wohl nur wie eine einzige Verschiebung, welche die Summe der Teilüberschiebungen vorstellt.

Erfolgen aber die Verschiebungen nach so langen Ruhepausen, daß sich inzwischen ausgedehntere Schuttablagerungen bilden können, so werden wir diese Ablagerungen in gewissem Grade zu Maßstäben der Gebirgsverschiebungen benützen können.

Zunächst bleibt auch bei genügend langen Ruhepausen die Reihenfolge der Verschiebungen genauer Beachtung wert.

Wie Fig. 4 angibt, kann bei einer Mehrheit von Verschiebungen die unterste Schubfläche die älteste, die darüber folgende aber immer jünger sein.

Umgekehrt kann die unterste Schubfläche aber auch die jüngste und die darüber folgende immer älter sein, Fig. 5. Von dem etwas unwahrscheinlicheren Fall eines Wechsels von jüngeren und älteren Verschiebungen, Fig. 6, wollen wir hier nur flüchtig Kenntnis nehmen.

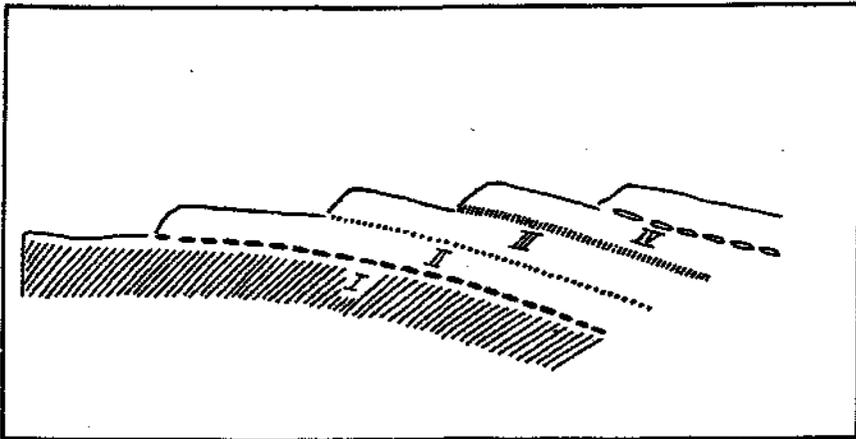


Fig. 4.

Bei dieser Anordnung ist es möglich, daß durch die jüngeren Überschiebungen die liegenden älteren Schubmassen etwas mitgeschleppt werden. *I, II, III, IV* bedeuten bei den Fig. 4, 5, 6 die zeitliche Reihenfolge der Überschiebungen. *I* = älteste, *IV* = jüngste Überschiebung.

Dagegen müssen wir uns mit den beiden in Fig. 4—5 schematisierten Schubreihen noch eingehender beschäftigen.

Unter der Hilfsannahme, daß jede Verschiebung über eine erst dadurch abgeschlossene Schuttausstrahlung vorrückt und dieselbe zudeckt, haben wir im ersten Fall unter der tiefst liegenden Überschiebung die Reste der ältesten Schuttausstrahlung, unter der höchsten dagegen jene der jüngsten Aufschüttung zu suchen, welche überhaupt noch zur tektonischen Eindeckung gelangte. Umgekehrt ist natürlich beim zweiten Fall die Anordnung der zugedeckten Schuttausstrahlungen. Hier wird die tiefste Schubmasse die jüngsten Teile der Aufschüttungen überlagern, während unter der hangenden Schubmasse die ältesten jeweils noch überdeckten Schuttmassen zu suchen sind.

Machen wir eine Anwendung auf die Verhältnisse am Nordrande der Ostalpen, so sehen wir, daß hier unbedingt der zweite Fall seine Verwirklichung gefunden hat.

Die höchstliegenden Schubmassen der nördlichen Kalkalpen werden hier von den „Ultradecken“ gebildet, welche auf große Strecken auf Muldenfüllungen von Unterkreide-Cenoman aufgeschoben liegen.

Die nächst tiefere Großschubfläche hat dann die Kalkalpen auf Flysch gefördert, eine noch tiefer greifende jüngste Großbewegung die Flyschmassen samt den Kalkalpen gegen die Molasse vorgeschoben.

Wir erkennen aus diesem einfachen und klaren Verhältnis der Großverschiebungen zu den jeweils vorhergegangenen Schuttausstrahlungen, daß am Nordrande der Alpen die Gebirgsbildung bei ihrem Vorrücken schrittweise mit den Hauptschubflächen in immer größere Tiefen hinabgegriffen hat.

Über den Vorgang der Vorrückung der Gebirgsbildung in einer im allgemeinen auf das Gebirgsstreichen senkrechten Richtung läßt sich mit Hilfe der Beziehungen zwischen Schuttausstrahlungen und Verschiebungen ein weiterreichendes Licht verbreiten.

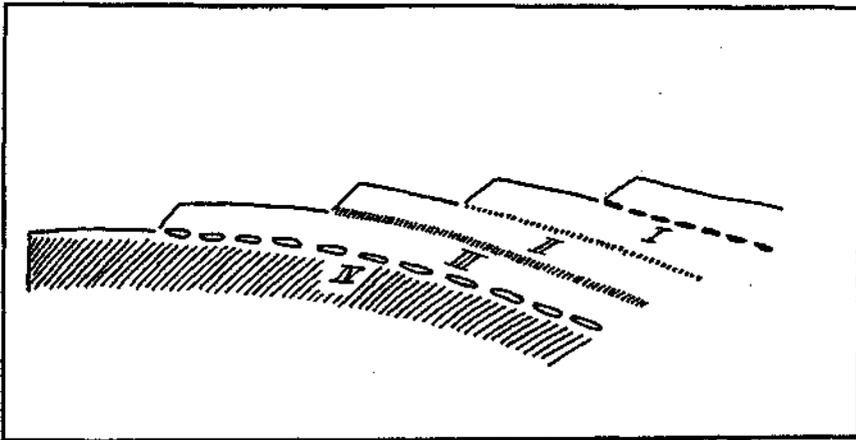


Fig. 5.

Bei dieser Anordnung werden durch die jüngeren Überschiebungen die hangenden älteren Schubmassen jeweils mitgeschleppt.

Wie ich in der Arbeit „Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, I. Fortsetzung — Jahrbuch 1924“ zu beweisen versuchte, ist die erste regionale tektonische Angabe über den Bau der nördlichen Kalkalpen eine weitausgedehnte Wellenbildung. Es kommt hier wohl entlang ihrer ganzen Erstreckung zur Ausbildung einer wahrscheinlich ungleich hohen und ungleich breiten Erhebung, an die sich nordseitig eine zugeordnete tiefe Muldung anschließt.

Ob sich, wie wohl zu erwarten wäre, auch an der Südseite dieses „Grundgewölbes“ eine der Nordmulde entsprechende Südmulde befand, ist derzeit noch nicht genauer untersucht.

Durch diese erste tektonische Gliederung wurden große getrennte Bereiche der Abtragung und Aufschüttung geschaffen, welche uns heute nur noch durch die deckende „Schirmwirkung“ der ersten Großüberschiebung erhalten geblieben sind.

Es ist ganz interessant, von diesem Standpunkte aus die Verteilung der Sedimente in den Kalkalpen zu überschauen.

Wir haben, wenn wir uns die Ultradecken entfernt denken, einen südlichen tief erodierten und also schichtarmen Streifen im Gegensatz zu einem nördlicheren, schichtreicheren Streifen entwickelt. Der schichtärmere Streifen ist auch heute noch vorherrschend in Aufwölbungen erhalten, ebenso wie der schichtreichere in Einmuldungen. Es könnte dies auch lediglich eine Funktion einer ganz jungen Abwitterung sein, wir wissen aber, daß diese Grundformung bereits vor dem Eintritt der ältesten Großüberschiebung schon da war und seither nicht mehr wesentlich umgestaltet wurde.

Die schichtreiche Zone beginnt im Westen mit der mächtigen Scesaplanamulde hoherhoben über dem tiefen Fenster des Prättigäus und setzt sich von dort bald als einfache bald als mehrfache Mulde, manchmal auch auf kurze Strecken unterbrochen oder verkümmert bis ans Ostende der Alpen fort.

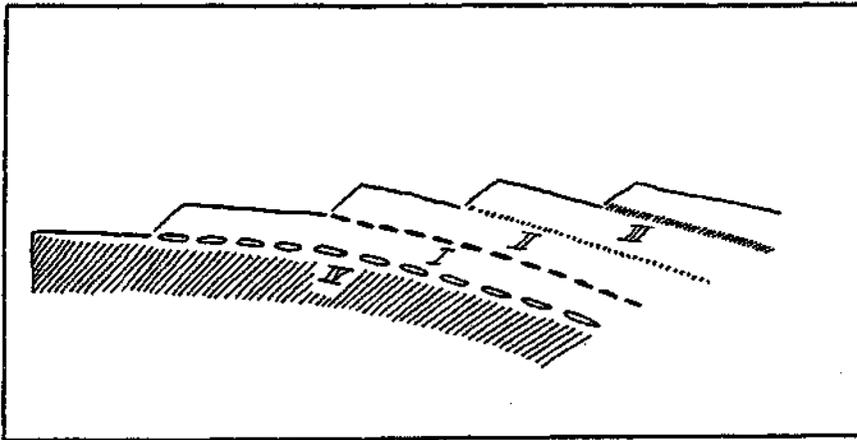


Fig. 6.

Bei dieser Anordnung schleppt die jüngste Überschiebung ebenfalls die älteren Schubmassen mit.

An Stellen, wo die Muldeninhalte noch gut erhalten sind, das heißt wo sie weder zu stark ausgepreßt, noch auch zu tief abgetragen sind, finden wir nun über den Neokommern oder wo diese fehlen über den Aptychenkalken sandige oder breccienreiche oder konglomeratische Ablagerungen, welche eine Vergrößerung der ganzen Sedimentation aufs deutlichste anzeigen.

Einige kurze Hinweise mögen diese Verhältnisse etwas beleuchten.

In Vorarlberg und Nordtirol haben wir hier die mächtige Serie der Kreideschiefer, welche Sandsteine mit Kohlenspreu, vielerlei Breccien, darunter auch solche mit *Orbitolina concava* und exotische Gerölle enthalten. Das Neokom ist unter dieser Serie größtenteils abgetragen.

In der langgestreckten Neokommulde, welche zwischen Wetterstein und Mieminger Gebirge durchzieht und dann die Inntaldecke weiterhin bis zum Kaisergebirge nordseitig begleitet, sind mir im westlichen Abschnitt solch jüngere, vergrößernde Einschaltungen nicht bekannt geworden. Dagegen stellen sie sich östlich vom Achensee wieder ein.

Hier begegnen uns in der Mulde des Thierseetales eigentümlich grüne, sandige Mergel von ziemlicher Mächtigkeit.

Am Ausgang dieses Tales treffen wir dann vor der Gießenbachklamm ähnlich grüne Sandsteine, welche hier jedoch Actaeonellen sowie zahlreiche wohlgeglättete Serpenteröle führen, sodaß an der Zugehörigkeit zur Gosau wohl nicht zu zweifeln ist. In der Kreidemulde des Kammerkargebirges hat F. Hahn im Hangenden des Neokoms die Einschaltung von Breccien mit ortsfremden Geröllen (keine zentral-alpinen) sowie sandige Lagen mit Pflanzenresten beschrieben.

Zu beiden Seiten des Salzachdurchbruches sind schon seit langer Zeit die Ablagerungen der Schrambach- und Roßfeldschichten als sandstein- und breccienreiche, größerklastische Gebilde der Unterkreide bekannt.

Aus dem Gebiet des Höllengebirges hat Pia sandiges Neokom mit Kohlenspreu beschrieben, aus dem Ennsgebiet erwähnt Geyer ebenfalls Sandsteineinlagerungen, aus dem Höllensteinzug berichtet Spitz über die Versandung des Neokoms in der Mulde von Gießhübl.

Endlich habe ich selbst in dem breiten Neokomzug der Frankenfesler Mulde südlich von Kirchberg a. d. P. Einschaltungen von Sandsteinen, Konglomeraten mit vielen Kieseln und Grünsteinen gesehen.

Faßt man diese Beispiele, welche sich wahrscheinlich noch reichlich vermehren lassen, im Hinblick auf das Verhältnis von Schuttausstrahlung und Gebirgsverschiebung zusammen, so kann man etwa sagen, daß sich bereits in der unteren und weiterhin bis in die mittlere Kreide entlang einer wohl die ganzen Nordalpen durchziehenden Einmuldung eine deutliche Vergrößerung der Sedimentation einstellt, welche erst mit der Aufschiebung der Ultradecken ihr Ende findet. So klar nun auch die Beziehung dieser Muldenzone zu der südwärts davon gelegenen Aufwölbung durch die gemeinsame Eindeckung beider durch die Ultradecken hervorgehoben wird, so ist doch nicht zu übersehen, daß die Grobsedimentation in dieser Muldenzone weder als eine unvermischte Aufschüttung von der südlich benachbarten Hebungszone her, noch etwa aus der Abtragung der vorrückenden Ultradecken zu verstehen ist. Wie wir an vielen Stellen beobachtet haben, enthalten die vergrößerten Neokom-Cenoman-Ablagerungen unserer Nordalpen exotische Gesteinsstückchen und Gerölle, welche nicht von den Alpen her zu beziehen sind.

Außerdem ist häufig zu beobachten, daß die exotischen Gerölle im Cenoman nicht im Süden, sondern im Norden eine reichlichere Verbreitung, eine buntere Manigfaltigkeit der Gesteinsarten und durchschnittlich auch erheblichere Größen besitzen.

Man wird also wohl schon für diese alte Großmuldung die Einwanderung von Sand und Gerölle aus einer nördlicher gelegenen anders gebauten Erhebungszone in die tektonische Abrechnung einstellen müssen. Die Vorrückung der Ultradecken über unsere Kreidemulde muß relativ rasch geschehen sein, da sich bisher nirgends grober Abwitterungsschutt von diesen Triasmassen an der Überschiebungsbahn gefunden hat.

Bei einer langsamen Vorrückung wäre aber eine solche Grobschuttbildung vor der Schubstirne und eine Überdeckung derselben wohl unbedingt zu erwarten.

Durch diese Überlegungen kommen wir also dazu, bereits für diese alte Großmulde Schuttfuhren von einer weiter im Norden aufragenden Erhebungszone anzunehmen.

Zur Zeit der Oberkreide waren die breiten und mächtigen Ultradecken schon wieder auf weitere Strecken abgetragen und die Gosauschichten konnten sich vielfach ungehindert auf die frisch entblößten Grundlagen der Ultradecken lagern.

Die Gosauschichten, welche derzeit vom Ostende der Nordalpen bis in die Davennagruppe bei Bludenz verfolgt sind, stellen in ausgezeichnet klarer Weise eine Mischung von streng lokalem Abtragungsschutt der Kalkalpen mit buntem exotischen Gerölle vor.

Ich habe seinerzeit die Vorstellung entwickelt, daß die exotischen Gerölle der Gosauschichten die Aufarbeitungsprodukte von exotischen Schollen sind, welche an der Basis der Ultradecken mitgeschleppt und später durch die tiefe Abtragung dieser Decken freigelegt wurden.

Die weitere Fortsetzung meiner Untersuchungen über die exotischen Gerölle der Gosauschichten hat aber nahegelegt, daß zwischen den älteren exotischen Schollen an der Basis der Ultradecken und den exotischen Gosaugeröllen keine so nahen Beziehungen bestehen.

So konnte bisher keine einzige Stelle gefunden werden, wo sich zwischen benachbarten Gosaukonglomeraten und exotischen Schollen eine entsprechende Gesteinsgleichheit herausgestellt hätte. Das Material der exotischen Schollen der Ultradecken ist weit einförmiger als das reiche und sehr bunt gemischte Gesteinsmaterial der Gosaugerölle.

Dadurch wird man gezwungen, für die exotischen Schollen der Ultradecken und die exotischen Gosaugerölle eine getrennte Herkunft einzusetzen. Die ersteren sind wahrscheinlich aus dem Gebiet der Grauwackenzone abgeschürft und nordwärts vorgeschleppt, die letzteren aber rein sedimentär vom Norden her in das Gosaumeer hereingefrachtet.

Zwischen den exotischen Cenomangeröllen des Alpenrandes und den Gosaugeröllen bestehen ziemliche Ähnlichkeiten.

Dies kann man am leichtesten deuten, wenn man die exotischen Beiträge in Unterkreide-Cenoman-Gosau aus derselben oder einer benachbarten nördlichen Erhebungszone ableitet.

Gleichzeitig mit der Ablagerung der Gosauschichten im Innern der Kalkalpen fand außerhalb derselben jene der Hauptmasse des ostalpinen Flysches statt. Bescheidene Anteile desselben reichen aber bis ins Neokom hinunter und größere Massen greifen noch ins Alttertiär hinauf.

Die außeralpine Flyschbildung umfaßt also im Osten der Alpen einen großen Zeitraum.

Ob die Gosauschichten nordwärts mit den Flyschablagerungen unmittelbar zusammenhängen, erscheint fraglich. Wahrscheinlich waren sie wenigstens längere Zeit hindurch vom Flyschmeer durch jene alte

Erhebung getrennt, von der wir die exotischen Gerölle von Cenoman und Gosau heziehen.

Man hat daher von vorne herein hier nicht eine, sondern mehrere verschiedene Flyschzonen zu unterscheiden.

Der Flysch in den Kalkalpen wird seiner reichen Fossilführung und anderen Ausbildung wegen mit Recht durch die Bezeichnung als Gosauschichten abgetrennt. In den oberen Abteilungen ist allerdings die Ähnlichkeit mit den außeralpinen Flyschen eine auffallende.

Zugleich nimmt hier die Fossilführung und der Reichtum an exotischen Geröllen ab und wir haben ganz ähnliche, ermüdende Litaneien von Sandsteinen und Mergeln vor uns.

Man kann daran denken, daß vielleicht die das Gosau- und Flyschmeer trennende Erhebung allmählich abgetragen oder versenkt oder überschoben wurde und das jüngere Gosameer mit dem Flyschmeer wenigstens streckenweise zusammenspielte.

Gosameer und Flyschmeer bestanden also nebeneinander wahrscheinlich durch eine Erhebungzone getrennt.

Diese Erhebungszone lieferte einerseits gegen Süden Beiträge bis ins kalkalpine Gosameer hinein und anderseits gegen Norden ins Flyschmeer.

Dieses Flyschmeer erhielt aber auch noch von seinem kristallinen Nordufer her reichliche Zufuhren.

Auf diese Weise sind wahrscheinlich drei verschiedene Flyschbereiche entstanden, ein südlicher in den Kalkalpen (Gosau), ein mittlerer zwischen Kalkalpen und der kristallinen Erhebungszone und ein nördlicher zwischen dieser Zone und dem nördlichen Kontinentalrand.

Der mittlere Flyschbereich war zugleich jener, der beim Sinken der Trennungszone die Verbindung zwischen allen drei Bereichen herzustellen hatte. Durch die gewaltige tertiäre Vorwanderung der Alpen wurden die Kalkalpen selbst enger zusammengeschoben, die vorliegenden Flyschmassen aber samt vielen Klippen ihres Untergrundes abgesichert und zusammengestaut. Ein großer Teil des Flysches wurde von den Kalkalpen überschoben und auf diese Weise den Alpen einverleibt.

So kamen die Kalkalpen mit ihren Gosauschichten auf oder neben die Flyschmassen zu liegen, welche stellenweise so ähnlich entwickelt waren, daß unmittelbare Zusammenhänge vorgetäuscht wurden. Bei dieser Abteilung kommt die ungemein komplexe Natur des Flysches aus mehreren Zonen mit eingeschlossenen exotischen Klippen und Schubsetzen von den kristallinen Erhebungen sowie sedimentären Blöcken von solchen Inseln und Ufern im Inneren der Flyschmassen zu ihrem Rechte. Der Bau der Flyschzone ist der einer engschuppigen Abscherungsdecke.

Eine innere Durchbewegung dieser Flyschsedimente hat in den Ostalpen nicht stattgefunden, es sind im Gegenteil alle noch so feinen Sedimentstrukturen auf den Schichtflächen tadellos unversehrt erhalten.

Es ist dies ein Beweis, daß die Flyschmassen nicht unter höherem Druck und höherer Wärme etwa eine Walzung unter den Kalkalpendecken durchgemacht haben.

Sie bilden vor den Ostalpen im wesentlichen flache Abscherungsdecken mit vielen Schubsplintern und wurden vor den Kalkalpen hergeschoben und dabei teilweise auch von diesen überschritten.

Die Schubsplitter und Blöcke stammen nicht von den Alpen, sondern von den Erhebungen und Klippen innerhalb des Flyschmeeres. Deshalb können auch tektonische und sedimentäre Blöcke nebeneinander vorkommen und miteinander wechseln. Von den Alpen können aber keine Schubsplitter ins Innere der Flyschmassen kommen, es müßte sich denn um weiter vorgeeilte Schubdecken handeln, die später eingefaltet wurden. Da die Grenze zwischen Kalkalpen und Flysch im Bereiche der nördlichen Ostalpen allenthalben scharf gezogen ist und eine meist steil in die Tiefe setzende Schubbahn bildet, wird man diesen Fall, der übrigens ja nach dem Gesteinsmaterial zu erkennen ist, wohl nur als Seltenheit erwarten dürfen.

Die weitaus meisten Schubsplitter im Leibe der Flyschmassen stammen jedenfalls von den kristallinen Erhebungen im Flyschmeer ab, die auch einen Großteil seiner Sedimente geliefert haben.

Mit der Einverleibung der Flyschzonen war aber bekanntlich der Vormarsch der Alpen noch nicht beendet.

Nunmehr hatte sich vor denselben eine neue Muldenzone ausgebildet, die wieder durch eine Erhebung wenigstens zeit- oder streckenweise von der Flyschzone geschieden war. In dieser neuen Großmulde fand die Sedimentation von Molasse und Schlier statt, welche ebenfalls wieder Beiträge von kristallinen Ufern und nicht von den Kalkalpen empfangen. Dagegen scheint nach den neuen Ergebnissen von Göttinger und Vettors der Schlier, welcher in seinen unteren Lagen massenhaft Blöcke und Gerölle von einer kristallinen Erhebung (comagenischer Rücken) enthält, in den oberen Teilen sehr viel Abtragungsschutt aus der Flyschzone zu enthalten. Offenbar wurde die Flyschzone über diesen kristallinen Höhenzug heraufgeschoben und konnte so ihre Schuttmassen unmittelbar ins Schliermeer gießen. Die Kalkalpen selbst müssen aber noch von dem Einzugsbereich des Molasse-Schliermeeres ganz getrennt gewesen sein.

Auch die Molasse-Schlier-Ablagerung wurde noch von der alpinen Bewegung ergriffen und ebenfalls in eine Abscherungsdecke verwandelt. Im Osten blieb dabei das Nordufer noch so ziemlich verschont, im Westen griff die Abscherung auch noch tief in den Jurabereich hinein.

Erst mit dieser Bewegung traten die Kalkalpen ganz an die Front vor und beherrschen von nun ab mit ihren Schuttmassen die ganze Sedimentation des nördlichen Vorlandes.

Wie ich im Jahre 1923 gezeigt habe, traten sie als ein bereits fertiges Hochgebirge in ihre neue das ganze Vorland überragende Frontstellung ein.

Überblickt man die hier kurz erwähnten Verknüpfungen von Gebirgsverschiebungen mit den Schuttausstrahlungen, so gelangt man zu einem verhältnismäßig einfachen und leicht merkbaren Bild der Zusammenhänge.

Wenn wir nur die durch entsprechende Aufschüttungen ausgezeichneten Ruhestellungen und die dazwischen liegenden Verschiebungen ins Auge fassen, so drängt sich die Einsicht auf, daß die Verschiebungen

selbst auf ihrem Vormarsch kaum erkennbare Schuttabbildungen hinterlassen haben.

Dabei sind die Bedingungen für eine Schuttbildung an der Schubstirne unbedingt ebenso günstig wie für eine Erhaltung die nachfolgende Überschiebung.

Will man nicht annehmen, daß die Schubdecken ganz unter Wasserbedeckung vorrückten, so bleibt nur der Schluß, daß sie relativ rasch erfolgt sind und unvergleichlich kürzere Zeiten in Anspruch nahmen als die Ruhestellungen, die ja schließlich auch keine absoluten gewesen zu sein brauchen. Wären die Verschiebungen ganz langsam vor sich gegangen, so würde das Bild der Schuttausstrahlungen ein wesentlich anderes geworden sein.

Wir können also mit dem wichtigen Gegensatz von verhältnismäßig raschen Vorstößen und langen Ruhepausen tektonisch rechnen.

Wir erkannten aber auch weiter, daß die älteste hier vorliegende Überschiebung, jene der Ultradecken, zugleich die höchst liegende ist.

Die jüngeren Großschubflächen greifen immer weiter nach außen vor und zugleich immer tiefer ins Erdinnere hinunter.

Daher unterfährt jede jüngere Großbewegung die Bauwerke der älteren und trägt sie samt einem neuen Sockelwerk vorwärts.

Bei diesem Unterfahren und Vorwärtsschieben werden natürlich auch in den älteren Bauwerken zahlreiche alte und neue Fugen aufgerissen und belebt.

Da die neue Hauptschubbahn indessen tiefer angelegt wird, kann es nicht mehr zu einer Aufschiebung von neuen Schubmassen aus dem Süden her kommen.

Dies ist in der Tektonik der Nordalpen sehr schön zu sehen.

Nach den Ultradecken ist keine höhere Massenzulieferung aus dem Süden auf die Kalkalpen hinauf mehr eingetreten.

Wohl aber sind zahlreiche kleinere Verschiebungen und Verfaltungen der von der Erosion tief zerschnittenen Massen hin und hin zu erkennen. Vielfach sind dabei die Gosauschichten ins Liegende von Schubmassen geraten.

Die alpine tektonische Komplikation greift immer weiter nach außen und in die Tiefe.

Der Alpenbau wächst an seiner Nordseite also nicht durch Auf-türmung von neuen höheren Stockwerken sondern durch den Ausbau von immer tieferen Kellern. Auch die Art der Vorrückung der alpinen Großbewegungen ist recht charakteristisch. Es wird nicht etwa allmählich Falte an Falte, Schubmasse über Schubmasse, angegliedert sondern es kommt an der Außenseite zur Bildung von lang hinstreichenden, breitwelligen Mulden und Sätteln.

Man kann dieselben vielleicht als „Vorläuferwellen der Gebirgsbildung“ bezeichnen.

Diese Vorläuferwellen unterliegen nun je nach ihrer Höhenlage der Abtragung oder der Zuschüttung. Durch diese Aufwellung, welche vielleicht schon ein Anzeichen einer tieferen Abscherung bedeutet, wird zunächst eine Zerlegung des früher gleichmäßigen Schichtbesitzes in schichtärmere und schichtreichere Streifen angebahnt. Da es sich hier

um Vorgänge von langer Zeitdauer handelt, kommt dieser Zerlegung regionale Bedeutung zu.

Alle späteren Einwirkungen sind nicht mehr imstande, diese tiefgreifende Besitzänderung zu verwischen.

Die ersten Vorläuferwellen betrafen hier das kalkalpine Gebiet.

Wir kennen von ihrer Gliederung kaum mehr als eine südlichere Erhebungszone und eine breite, tiefe, nördlichere Kreidemulung.

Die erste Überschiebung der Ultradecken bedeckte diese Vorläuferwellen mit gewaltigen Triasmassen, welche an ihrer Basis vielfach Gesteinschollen und Fetzen aus dem Verband der Grauwackenzone mitgeschleppt hatten.

Die Ultradecken scheinen in den Ostalpen nirgends über den Bereich ihrer Vorläuferwellen hinausgewandert zu sein.

Nun bildeten sich neue, weit ausgreifende Vorwellungen, in deren Sammelräumen die Flyschsedimente ihre Lagerstätten fanden. Auch diese Vorläuferwellen wurden im Tertiär überschoben.

Nun kam es nochmals zu einem Aufwerfen von solchen Wellen vor der Gebirgsfront, in deren Eintiefungen Molasse und Schlier zur Einbettung kamen.

Auch dieses Schuttsystem wurde noch größtenteils zusammengestaut und auch randlich überschoben. Seither hält die alpine Vorbewegung entweder eine Ruhepause oder sie ist vielleicht zum Stillstand gekommen.

In der Schweiz wurde allerdings auch das Molasseland noch von einer leichten Wellung betroffen.

Seit Beginn des Diluviums wurde jedoch die Verschüttung des Vorlandes vor allem durch Gletscher, Flüsse und Seen geregelt. Das Meer hat sich längst schon zurückgezogen. Die Aufschüttungen sind engstens mit den Flüssen der Alpen verbunden und die Hauptschuttmassen stammen aus den hochaufragenden Kalkalpen. Es fehlen aber auch nicht reichliche Beiträge aus der Grauwackenzone und dem Kristallin.

Dagegen tritt der Beitrag aus dem Flyschsaum und der Molasse bescheiden in den Hintergrund.

Jedenfalls steht seit Beginn des Diluviums das Vorland der Alpen mit dem Gebirge in einer streng geregelten und nicht mehr wesentlich gestörten Verbindung und erhält auch die zu dieser Neuordnung passende Schuttausstrahlung.

Wir haben also erkannt daß vor der Front einer vorrückenden Gebirgsbildung „Vorläuferwellen“ zur Entwicklung kommen können.

Daß an der Außenseite der Gebirgsbögen vielfach Eintiefungen angeordnet sind, hat ja bereits E. Suess erkannt und diese Gebilde als „Vortiefen“ benannt und beschrieben.

Wir konnten einen Schritt vorwärts machen und zeigen, daß es sich hier sowohl um Eintiefungen als auch um Erhebungen handelt.

Erst dadurch wird die eigentümliche Verteilung und Fremdartigkeit der Schuttausstrahlung verständlich.

Würde es sich nur um eine vorwandernde Vortiefe handeln, so müßten sich in derselben so ziemlich alle Schuttausstrahlungen des dahinter liegenden Gebirghanges sammeln.

Das ist mit dem geologischen Feldbefund unvereinbar. Unter der hier vorgelegten Annahme einer Verschiebung des ganzen Gebirgsstranges in einer bestimmten oder in wechselnder Richtung muß zwischen der Anordnung der Schuttausstrahlungen an der Bewegungsfront, und jener an den anderen Gebirgsrändern ein wesentlicher Unterschied bestehen.

In den Alpen haben wir die kühn gebogene Außenseite zugleich als Bewegungsfront und im Gegensatz dazu das breite Untertauchen der Alpen gegen die ungarische Ebene.

An der Westseite des Alpenbogens fehlen alle Aufschlüsse, an der Südseite sind sie wieder vorhanden.

Am besten lassen sich die Außenseite und die Ostseite der Alpen in bezug auf überwältigte und nichtüberwältigte Schuttausstrahlung miteinander vergleichen.

Während sich vor der Bewegungsfront die hier geschilderten Vorläuferwellen gebildet haben und dann dem Alpengebirge einverleibt wurden, hat sich die Schuttausstrahlung an der Ostseite der Alpen weit ungestörter vollzogen.

Wir befinden uns hier in einem Raum, wo Gebirge und Vorland in wesentlichen miteinander verschoben wurden.

Also müssen wir von vorneherein eine viel reichere sichtbare Ausbreitung der Schuttausstrahlungen erwarten.

Wie die Gosau von Kainach beweist, war hier schon zur Oberkreide Abtragung und Aufschüttung. Sie sind seitdem wohl nicht mehr unterbrochen worden.

Also müßte ein volles Schuttinventar von der Oberkreide bis heute zu finden sein.

Dies wird auch der Fall sein, doch spielen einige andere Umstände noch mit, welche eine regelmäßige Übereinanderfolge teilweise verhindert haben.

Wenn sich ein schuttausstrahlendes Gebirge allmählich oder ruckweise erhebt, ohne dabei seine horizontale Lage gegen sein Vorland zu ändern, so werden schon dadurch die älteren Schuttmassen neuerdings erhoben, angegriffen und umgelagert.

Man kann sagen, ein solches Gebirge schüttelt gleichsam seine alten Schuttmäntel weiter von sich ab.

Es werden dadurch aber nicht nur die alten Ablagerungen zerstört, es werden auch neue darüber geschüttet.

Außerdem war hier das Vorland zeitweise in einer lebhaften vertikalen Schwankung und in einer tiefen Auflockerung, welche sogar das Aufsteigen und Austreten von Magmen erlaubte.

Durch die Eruptionen sowie die Schwankungen der tertiären Meere, mit denen uns vor allem Winkler bekannt gemacht hat, sind die Verhältnisse wesentlich komplizierter geworden. Das häufige Hin- und Herwandern der Strandlinie wird dabei zu einem formbestimmenden Element für die Schuttablagerungen.

Trotz dieser vielfältigen Verzerrungen einer einfachen und ungestörten Abtragung und Aufschüttung ist der Unterschied zwischen der Schuttfolge vor der Marschfront der Alpen und vor ihrer Flanke ein unverkennbarer.

An der Ostseite fehlt die Erscheinung der Vorläuferwellen und damit die typische Entwicklung von Flysch und Molasse mit ihrem reichen exotischen Einschlag.

Von den vorgosauischen Vorläuferwellen ist hier ebenfalls nichts bekannt.

Dagegen ist die an der Nordseite klaffende Lücke zwischen Molasse und Diluvium im O durch ausgedehnte pliozäne Ablagerungen geschlossen.

Ebenso besteht kein schroffer Unterschied zwischen jungtertiären und diluvialen Aufschüttungen. Für die Geschichte des alpinen Innenraumes kann uns nur diese Außenseite der Alpen mit ihren Schuttablagerungen weiter zurückreichende Aufschlüsse gewähren.

Wir befinden uns hier eben in einem Erdräume, welcher doch im wesentlichen mit dem Gebirge gewandert ist, ein Grundzug, der auch durch zahlreiche kleinere und größere Detailverschiebungen nicht zerrissen werden konnte.

Es ist nicht meine Absicht in dieser Arbeit noch weiter auf diese Verhältnisse einzugehen.

Wir haben aus der Betrachtung der Schutttausstrahlung abgeleitet, daß in den Ostalpen die Gebirgsbildung am Außenrande jeweils mit einem System von Vorläuferwellen vorrückt.

Dadurch werden weithinziehende Erhebungs- und Vertiefungszonen geschaffen, von denen die einen abgetragen, die anderen zugeschüttet werden.

Die ältesten Vorläuferwellen reichen zeitlich ziemlich weit zurück.

Jedenfalls wurden sie in vorgosauischer Zeit bereits einheitlich von Süden her durch die Ultradecken überschoben und eingedeckt.

Das nächste Vorläufersystem sammelte in seinen Mulden die Hauptmasse des Flysches. Innerhalb der Nordalpen kamen gleichzeitig die Gosauschichten zur Ablagerung.

Wir haben mehrere Flyschzonen zu unterscheiden, die jedoch durch die nachrückende Überwältigung vielfach zu einem tektonischen Mischteig zusammengestaut und verknetet wurden.

Das jüngste Vorläufersystem lieferte dann die Aufschüttungen von Molasse und Schlier. Auch diese wurden noch abgeschert und zusammengeschoben.

Seit dem Diluvium liegt den Hochalpen kein Trennungsrücken mehr vor und so beherrschen sie mit ihren Schuttmassen uneingeschränkt und weithin auch das nördliche Vorland.

An der Ostseite der Alpen reicht diese unmittelbare Schuttbestrahlung ihres Vorlandes wohl bis in die Gosauzeit zurück.

Die Erhebungszonen unserer Vorläuferwellen vor der Marschfront der Gebirgsbildung haben in der geologischen Literatur schon mehrfach Beachtung und Benennung gefunden.

Ich erwähne als hierher gehörig nur das „vindelische Gebirge Gumbels“, den „rumunischen Rücken Kockels“ und den „comagenischen Rücken Götzingers und Vettters“. Es wanderte also der Gebirgsbildung nicht eine einfache „Vortiefe“, sondern ein System von „Vorläuferwellen“ voraus.

Diese Systeme müssen in ihrer Anlage von größerer zeitlicher Beständigkeit gewesen sein, da jeweils ihre Erhebungen tief abgetragen, ihre Mulden schwer verschüttet worden sind.

Die Einverleibung dieser Vorläuferwellen in den Hochbau des Gebirges erfolgte dann immer verhältnismäßig rasch durch weitausgreifende Überschiebungen.

Dadurch wird es auch möglich, die tektonischen Zerlegungen der Alpen in Großschubmassen als wichtige zeitliche Abteilungen zu benützen. Der Gegensatz zwischen langen Zeiten der Abtragung und Aufschüttung und kurzen Pausen lebhafter tektonischer Bewegung und Bautätigkeit beherrscht die alpinen Verhältnisse.

Kockel setzt sich mit reichen Erfahrungen in Widerspruch, wenn er am Schluß seiner Arbeit „Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit — Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1922“ behauptet: So entsteht das falsche Bild der ruckweisen, in Phasen der Orogenese und solche der Ruhe zerfallenden Gebirgsbildung, das als Katastrophentheorie nicht genügend bekämpft werden kann. Der Ausdruck „Katastrophentheorie“ trifft hier das Wesen der mechanischen Vorgänge nicht. Es handelt sich bei der Gebirgsbildung wahrscheinlich um langwierige Summierungen verschiedenartiger kleinerer Spannungen, welche eine größere Zeit erfordern können.

Ist aber einmal das nötige Wirkungsquantum erreicht, so kann die Auslösung der Vollzugsbewegung leicht und relativ rasch vor sich gehen. Derselbe Vorgang, langsame Sammlung kleiner Wirkungen zu einer großen Gewalt und plötzliche Äußerung dieser Gewalt durch einen an sich geringen Anlaß, spielt bei dem geologischen Geschehen vielfach eine wichtige Rolle.

Die Vorbereitungen für einen Bergsturz können lange Zeiten in Anspruch nehmen, das Niederbrechen erfolgt in raschem Ruck. Dieselbe Beobachtung machen wir bei dem Verlaufe von Erdbeben und in der Morphologie. Auch der Vormarsch und Rückzug der diluvialen Gletscher dürfte gemessen gegen ihre Ruhestände rasch vor sich gegangen sein.

Im übrigen eröffnet auch einem Versteben von zahlreichen Lebensvorgängen der Gegensatz zwischen einer stillen oft unscheinbaren Kräfte-sammlung und einer raschen Auswirkung viele Möglichkeiten.

Weiter haben wir erkannt, daß zugleich mit der Vorwärtsverlegung der Vorläuferwellen auch ein Tiefergreifen der Hauptschubflächen Hand in Hand geht.

Es wachsen also die Alpen an ihrem Nordrande einerseits durch Vorgliederung von mehreren Vorläufersystemen andererseits durch zeitweise Einverleibung dieser Vorbauten in das Hauptbauwerk.

Diese Einverleibung vollzieht sich auf zweifachen Wegen.

Es werden einerseits die Vorläuferwellen von innen gegen außen überschoben, andererseits werden sie aber auch durch eine tiefere Schub-bahn unterfahren, abgescherzt und zusammengestaut.

Dabei ist die Leistung der hangenden Überschiebung offenbar gegenüber jener der liegenden eine größere.

Es geht dies wohl aus dem Endergebnis hervor, welches eben doch in einem Vorschub des Alpenkörpers über das Gebiet der Vorläuferwellen besteht.

Während aber in den Ostalpen die jüngste Liegend- und die älteste Hangendüberschiebung einander ziemlich nahe kommen, greift in den Westalpen die jüngste Liegendüberschiebung noch weit in das Jura-gebirge hinein.

Es wurde hier nicht nur das ganze Molasseland, sondern auch noch ein breiter Jurastreifen vom Untergrunde abgeschert und zusammengeschieben. Dies erweckt den Eindruck, als ob hier im Westen der Vormarsch der Alpen ein noch energischerer gewesen wäre.

Wien, Ostern 1924.

Kreide und Flysch im östlichen Allgäu zwischen Wertach und Halblech.

Von **Max Richter** (Bonn).

(Mit 9 Textbildern.)

Ausgeführt mit Unterstützung der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche
Forschung.

Nachdem sich bei den neueren Forschungen in der Flyschzone Südbayerns und des Allgäus allmählich herausgestellt hatte, daß der südbayrische Flysch etwas vom helvetischen Flysch des Allgäus und Vorarlbergs Verschiedenes ist ⁽⁵⁾, ⁽⁹⁾, ⁽¹⁰⁾, ⁽¹⁶⁾ *), schien es dringend geboten, den Grenzbereich der beiden Flysche aufzusuchen und ihre verschiedene Zugehörigkeit auch tektonisch nachzuweisen.

Während F. F. Halin ⁽¹⁰⁾ den südbayrischen Flysch bis gegen den Lech hin verfolgt hatte, ich aber anderseits echt helvetischen Flysch bis zur Wertach verfolgen konnte ⁽¹⁷⁾, blieb als Grenzbereich nur das Gebiet zwischen Wertach und Halblech übrig, wie ich bereits in einer früheren Arbeit, in der die Stellung der südbayrischen Flyschzone zum erstenmal klargelegt wurde, ausführte ⁽¹⁶⁾. Es war aber zu befürchten, daß die Grenzzone unter dem Lechdiluvium westlich des Lech lag in dem Gebiet zwischen Pfronten und Füssen, wo das Flyschgebirge durch die weite Füssener Bucht unterbrochen ist. Hier ragen nur wenige Flyschhügel aus den mächtigen Ablagerungen des Lechgletschers heraus, und in diesem Falle wäre eine Abtrennung der beiden Flysche voneinander — obwohl zweifellos vorhanden — problematisch geblieben.

Meine Aufnahmen in der Umgebung von Pfronten haben aber gezeigt, daß diese Befürchtung glücklicherweise nicht zutraf, daß die Grenzzone beider Flyschbereiche nicht am Lech liegt, sondern weiter westlich im ausgedehnten Gebirgsstock des Edelsberges, 1625 m, wo an einer Reihe von guten Aufschlüssen sich die Abtrennung der beiden Flyschzonen recht gut durchführen läßt.

Es hat sich herausgestellt, daß der helvetische Flysch, von der Iller herüberstreichend und die normale Auflagerung des Eozäns auf die Kreide des Grüntens darstellend, gegen Osten untersinkt unter eine tektonisch höhere Flyschmasse von höherem Alter, die sich auf Grund einiger Erscheinungen weiter östlich in Südbayern als ostalpin erwiesen hat. So ist der Nachweis geliefert, daß die südbayrische Flyschzone und ihre östliche Fortsetzung in Österreich keine Fortsetzung helvetischer Flyschzonen ist; die schematische Auffassung einer einheitlich am Nordrand der Alpen und Karpathen entlang ziehenden Flyschzone ist unhaltbar geworden.

*) Die Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit.

In der jüngst erschienenen prächtigen Monographie über die Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge (15) hat der leider verstorbene Prof. Dr. K. A. Reiser auch die Flyschzone, allerdings ungegliedert, aufgenommen. Diese Aufnahme konnte natürlich infolge der rein lokalen Aufnahme zu keinem Ergebnis führen, zumal Reiser die neuen Ergebnisse der Flyschforschung nicht mehr benutzen konnte. So fiel ihm die tektonische Zweiteilung der Flyschzone bei der Gleichheit aller Flyschsedimente nicht weiter auf und er hat die Zone als einheitlich betrachtet und beschrieben. Seine Arbeit enthält aber eine Menge von Einzelangaben, die sich nutzbringend verwerten lassen. Die Arbeit (bezw. deren 2. Teil, in dem der Flysch behandelt wird) war bei meinen Aufnahmen noch nicht erschienen, doch verdanke ich der großen Liebenswürdigkeit von Frau Prof. Reiser die Überlassung der betreffenden Korrekturbogen, die mir wertvolle Dienste leisteten. Auch an dieser Stelle sei deshalb Frau Prof. Reiser herzlicher Dank ausgesprochen.

Ebenso danke ich der Rheinischen Gesellschaft für wissenschaftliche Forschung für die mir im Sommer 1922 gewährte Unterstützung, die es mir ermöglichte, diesen interessanten Fragen nachzugehen.

Zuerst seien nun die Sedimente der beiden Flysche besprochen. Da der Begriff „Flysch“ ja ein Faziesbegriff ist, so ist klar, daß sowohl der helvetische wie der ostalpine Flysch dieselben Sedimente aufweisen; ein gewisser Unterschied ist aber doch immerhin vorhanden. Außerdem kommt hinzu, was sehr wesentlich ist, das verschiedene Alter der die beiden Flysche zusammensetzenden Sedimente und die verschiedene stratigraphische Reihenfolge, in der diese in den beiden Flyschgebieten angeordnet sind.

Ältere Angaben über das von mir aufgenommene Gebiet finden sich außer in der Arbeit von Reiser noch bei Ampferer (1) und bei Gümbel (?).

A. Die helvetische Kreide- und Flyschzone.

Bevor ich hier auf die nähere Beschreibung der Sedimente eingehe, muß ich kurz die Stellung der helvetischen Zone, die unter den ostalpinen Flysch hinuntertaucht, behandeln. Wie ich in meinen früheren Arbeiten dargelegt habe (17), (18), wird das gesamte helvetische Gebiet im Allgäu und Vorarlberg von drei Decken aufgebaut, die von Nord nach Süd übereinanderliegen: die Hüttenbergdecke, die Grüntendecke und die Bregenzerwalddecke. Die erste hat nur eine geringe Verbreitung beiderseits der Iller bei Sonthofen und scheint nur aus Schubschollen verschiedener Art zwischen der Molasse und dem aufgeschobenen Helvetikum zu bestehen.

Die Grüntendecke beteiligt sich intensiv am Aufbau der nördlichen Vorarlberger Flyschzone und baut weiterhin das Gebiet des Grüntens und die helvetische Zone in dessen Fortsetzung weiter östlich auf.

Die Bregenzerwalddecke, die oberste und größte Decke östlich des Rheins, baut einen Teil der nördlichen Flyschzone des Bregenzerwaldes, das gesamte Kreidegebiet und den ganzen südlichen Vorarlberger Flyschzug auf. Grüntendecke und Bregenzerwalddecke sind Teildecken

der Sântisdecke östlich des Rheins. Beide sind durch einige Faziesverschiedenheiten voneinander verschieden, die ich bereits früher dargestellt habe, weshalb hier eine nochmalige Erörterung unterbleiben kann.

Die Bregenzerwaldecke verschwindet zwischen Hindelang und Unterjoch an der Wertach unter dem Cenoman der oberostalpinen Allgäu-
decke. So streicht allein die Grüntendecke weiter nach Osten fort, und deren Kreide und Flysch ist es, die unter den ostalpinen südbayrischen Flysch untertauchen.

Die Tektonik der Grüntendecke kann kurz dadurch charakterisiert werden, daß sich an einen langen und schmalen Kreidekern, der der Molasse aufgeschoben ist, mit normaler Schichtverknüpfung die jüngeren Sedimente des Flysches anschließen.

Wir haben es im folgenden also nur mit Sedimenten der Grüntendecke zu tun; nur an zwei Stellen treten am Nordrand des ostalpinen Flysches von diesem als Schubfetzen ans Tageslicht gezerrte Fetzen der Bregenzerwaldecke auf.

a) Die Kreide der Grüntendecke östlich der Wertach.

Die Kreide ist in der schönen Arbeit von Reiser so ausgezeichnet dargestellt, daß ich dem dort Gesagten nur wenig hinzuzufügen habe.

Der Schichtbestand der Kreide reicht vom Barrême an bis zur obersten Kreide. Ich möchte im folgenden zu jeder der Kreidestufen einige Bemerkungen machen, die sich auf meine eigenen Beobachtungen stützen.

1. Barrême und unteres Apt.

Diese werden in den oberen helvetischen Decken der Schweiz, dann im Vorarlberg und Allgäu von den Drusbergschichten und dem Schrattenskalk gebildet. Dabei vermergelt der Schrattenskalk in der N—S-Richtung und geht in die ihn sonst weiter im N unterlagernden Drusbergschichten über. Es ist dann meist nur noch wenig mächtiger oberer Schrattenskalk vorhanden.

Diese Verhältnisse bestehen im ganzen Bregenzerwald bis zur Iller, dann im Grüntengebiet bis zur Wertach. Vom Grünten ab vermergelt aber der Schrattenskalk mehr und mehr, wenig östlich der Wertach ist auch der obere Schrattenskalk völlig vermergelt. Dieser ist die von Reiser als Apt-Mischfazies bezeichnete Stufe.

Nach einer Strecke von zirka 10 km erscheint der obere Schrattenskalk wieder jenseits des Pfrontener Quertales in ziemlich normaler Fazies. Die Fazies des oberen Schrattenskalkes pendelt also vom Grünten an nach Osten: zuerst allmähliches Verschwinden bis zur Wertach, dann völliges Fehlen bzw. Apt-Mischfazies, dann vom Pfrontener Tal an ziemlich plötzliches Wiederauftreten.

Auf tektonische Einflüsse dürfte dieses Pendeln der Fazies nicht zurückzuführen sein, östlich der Wertach läßt sich der ziemlich rasche Übergang des nur noch wenig mächtigen Schrattenskalkes in die Drusbergschichten bzw. die Apt-Mischfazies deutlich beobachten.

Die Apt-Mischfazies selbst ist dabei nur als eine mehr differenzierte, kalkigere Bildung der normalen Drusbergschichten zu betrachten.

2. Oberes Apt und Albien.

Oberes Apt (Gargasien) und Albien bilden zusammen den „Gault“ s. l. Wie Arn. Heim in seiner schönen Grüntenarbeit schreibt ⁽¹¹⁾, werden vielfach alle Grünsandbildungen der mittleren Kreide in der helvetischen Zone rechts des Rheins als „Gault“ bezeichnet. Auch Reiser faßt die Bildungen zusammen und stellt sie sogar zusammen in das Albien, was aber zweifellos nicht zutrifft, denn Albien ist zwischen Wertach und Pfronten gar nicht vorhanden, die Grünsandbildungen gehören alle dem oberen Apt, also dem Gargasien an.

Ich benutze im folgenden die schweizerischen Schichtnamen, die auch von Arn. Heim auf das Grüntengebiet übertragen wurden.

Das Gargasien ist östlich der Wertach hauptsächlich durch zwei Horizonte vertreten: die Gamserschichten unten und den Brisandstein oben. Unter den Gamserschichten liegen stellenweise (Steinebachtobel) noch einige Meter grünsandige, mitunter narbige Mergel und eine Glaukonitsandsteinbank, beide von noch unsicherer Stellung, wahrscheinlich dem Luiteremergeln entsprechend.

Während sonst im ganzen übrigen Allgäu und Vorarlberg der „Gault“ fast immer mit dem Brisandstein beginnt (mit Ausnahme der nördlichsten helvetischen Zone im Bregenzerachtal und im Rheintal), was der Transgression des obersten Gargasien über den Schrattenkalk des unteren Apt entspricht wie im mittleren helvetischen Faziesgebiet der Schweiz, finden sich stellenweise die Gamserschichten, so bei Feldkirch, am Grünten und östlich der Wertach.

Bei Pfronten bestehen dieselben aus grauen, sehr harten kalkigen Mergeln unten von 20—25 m Mächtigkeit und feinkörnigen graugrünlischen harten Sandsteinen von 12—14 m Mächtigkeit oben. (Vgl. auch Kockel) ⁽¹²⁾. Diese gleichen genau den Sandsteinen der Gamserschichten in der südlichen Illschlucht bei Feldkirch.

Über den Gamserschichten folgt der Brisandstein, wie immer ein mittel- bis grobkörniger Glaukonitquarzsandstein, der beim Verwittern infolge Ausbleichens der Glaukonitkörner hellweiß wird, wie sich nördlich vom Wertachdurchbruch gut beobachten läßt.

Das Albien ist entgegen der Angabe von Arn. Heim ⁽¹¹⁾ (von der Wertachenge) nicht vorhanden. Reiser ⁽¹³⁾ hat die gesamten, eben geschilderten Grünsandbildungen als „Gault“ in das Albien gestellt, was nicht zutrifft.

Cenoman.

Über dem Brisandstein folgt unmittelbar die Kletzenschicht von Reiser. Brisibrekzie ist nicht vorhanden. Reiser war allerdings der Meinung, daß die oberste Schicht der Apt-Mischfazies, die vorwiegend aus Echinodermengrus besteht, der Echinodermenbrekzie (= Brisibrekzie) der Ostschweiz entsprechen würde.

Diese Parallelisierung ist jedoch unrichtig, da die Brisibrekzie über dem Brisandstein liegt, während die von Reiser damit verglichene

Brekzie weit darunter noch unter den Gamserschichten liegt. Es handelt sich nur um die oberste Lage des Schrättkalkes bzw. der Apt-Mischfazies, die fast überall als Echinodermentkalk ausgebildet ist.

Die Kletzenschicht liegt zwischen Brisisandstein und Seewerkalk und wird bis gegen einen Meter mächtig. Die Grundmasse des Gesteins ist Seewerkalk, in der Glaukonit- und Quarzkörner, dann Phosphoritknollen und Reste und Trümmer von Fossilien liegen.

Die Fossilien sind meist solche des Albien (vgl. Reiser), darunter befindet sich aber auch *Turrilites Puzosianus* d'Orb., der das cenomane Alter beweist. (Ferner *Hamites virgulatus* d'Orb.)

Auftreten der Turriliten und Gesteinscharakter sprechen dafür, daß das Gestein der Ostschweizer Turrilitenschicht entspricht und an die Basis des Cenomans gehört. Daraus ergibt sich aber die interessante Tatsache, daß zwischen Gargasien (Brisisandstein) und Cenoman (Kletzenschicht) das Albien völlig fehlt und die Ammoniten desselben, die in der Kletzenschicht stecken, als eingeschwenmt zu betrachten sind.

Arn. Heim hat an der Wertachenge die Kletzenschicht für die Durchschlägischicht, also unteres Albien, gehalten. Er stützt sich dabei auf den Fund von *Hoplites tardefurcatus* Leym. und *Hoplites regularis* Brug., die auf unteres Albien hinweisen würden.

Widerlegt wird aber diese Annahme dadurch, daß Reiser in eben derselben Schicht zusammen mit diesen beiden Ammoniten die Turriliten gefunden hat, ein Beweis, daß die Fossilien des Albien als eingeschwenmt zu betrachten sind.

Man darf vielleicht annehmen, daß das Albien vorhanden war, bei der Transgression des Cenomans, die hier das erstmal im helvetischen Gebiet sichtbar wäre, aber aufgearbeitet wurde. Diese Annahme wird insofern noch plausibler, als das Albien im Grüntengebiet ohnehin nur noch wenige Meter mächtig ist.

Die helvetische Mittelkreide ist also östlich der Iller durch eine Anzahl von Unregelmäßigkeiten ausgezeichnet, die ihr weiter westlich fehlen.

Obere Kreide.

Diese besteht über der Turrilitenschicht aus Seewerkalk und Leistmergel.

Der Seewerkalk ist genau so ausgebildet wie überall in der Schweiz, dem Vorarlberg und Allgäu. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 40 m. Häufig sind rote Lagen, besonders im oberen Teil, so finden sich südlich von Kappel fünf je zwei bis drei Meter mächtige Rotlagen. Ich möchte hier hinzufügen, daß diese sich im Allgäu beiderseits der Iller nur in der Grüntendecke finden, der Bregenzerwalddecke aber ganz fehlen.

Über dem Seewerkalk folgen die Leistmergel, die aber bei weitem nicht so mächtig sind wie weiter westlich am Grünten. Wie immer sind es graugrüne oder graue, teilweise ziemlich sandige Mergel. Die grünlichen, reineren Varietäten, die im Bregenzerwald ziemliche Verbreitung besitzen (Typ vom Elektrizitätswerk Oberstdorf), fand ich nicht, die Mergel sind sandiger und unreiner.

Reiser hat die Leistmergel als „Seewermergel“ bezeichnet, wie dieser Ausdruck auch von andern bayrischen Geologen fälschlicherweise noch benutzt wird; mit „Seewermergel“ wird aber in der Schweiz etwas anderes bezeichnet, Seewermergel gibt es in Bayern nicht.

Als oberste Kreide hat Reiser die Pröbstener Schichten ausgeschieden, die sich nur lokal in der Umgebung von Pröbsten (nordöstlich von Pfronten) finden. Es handelt sich um weiche grünlichgraue Mergel. Reiser schreibt, daß diese Mergel eine ausgesprochene Diskordanz zu dem unterliegenden Seewerkalk zeigen. Davon kann aber keine Rede sein. In dem Tobel unmittelbar westlich von Pröbsten ist die Grenze Seewerkalk—Pröbstener Schichten gut aufgeschlossen, was Reiser anscheinend entgangen ist. Zuunterst stehen Pröbstener Schichten an, im Tobel gut aufgeschlossen. Zirka 150 m weiter oben nimmt der Kalkgehalt der Mergel allmählich zu, bis sie zuletzt in schiefrige reine Kalke übergehen, die nichts anderes wie Seewerkalk sind, der voll von Inoceramen steckt. Streichen und Fallen ist im Seewerkalk dasselbe wie in den Pröbstener Schichten. Beide gehen also ganz unmerklich ineinander über. Aus diesem Grunde glaube ich auch, daß den Pröbstener Schichten nicht der Charakter einer eigenen Stufe zukommt, sondern daß es sich um Leistmergel handelt. Auch lithologisch besteht kein Grund zur Aufstellung einer neuen Schichtstufe.

Die große Mächtigkeit des Seewerkalkes nordwestlich von Pröbsten im Liegenden der Pröbstener Schichten dürfte kaum stratigraphisch zu deuten sein, sondern muß wohl auf eine Zusammenstauchung vor dem ostalpinen Flyschrand zurückgeführt werden. Dafür spricht auch das meist sehr steile Südfallen des Seewerkalkes, Nordfallen fehlt fast völlig.

b) Der Flysch der Grüntendecke östlich der Wertach.

Den Flyschschichtbestand der Grüntendecke habe ich bereits in früheren Arbeiten erwähnt⁽¹⁷⁾,⁽¹⁸⁾. Im Grüntengebiet und in Vorarlberg gilt folgende Schichfolge:

Nummulitenkalke, mehr oder weniger grünsandig, meist an der Basis der ganzen Serie, in einzelnen Partien in rotes Eisenerz vererzt und so als Leitgestein für die Grüntendecke brauchbar (hierher gehören auch die Kressenberger Erze).

Darüber folgen Stadschiefer (Stockletten der bayrischen Geologen), mächtige grünliche, graue oder schwärzliche Mergel. Gegen S gehen sie westlich der Iller in die Ofterschwanger Mergel über⁽¹⁹⁾.

Zuoberst liegen die Oberzollbrücker Sandsteine, mit denen die Schichtserie abschließt, die Mächtigkeit ist daher nicht fixierbar.

Dieser Schichtbestand der Grüntendecke gilt auch für das Gebiet zwischen Wertach und Pfronten. Faziell zeigt sich so dieses Gebiet als der Grüntendecke zugehörig und tektonisch zeigt sich dasselbe, da ja die Bregenzerwalddecke zwischen Hindelang und Unterjoch verschwindet und allein die Grüntendecke nach O weiter fortsetzt.

Eine Ausnahme gegenüber dem Grüntengebiet fällt nun sofort auf: Nummulitengesteine habe ich zwischen Wertach und Pfronten nirgends beobachtet. Das ist aber weiter nicht verwunderlich, da ja auch im Grüntengebiet und in Vorarlberg die Mächtigkeit der Nummulitengesteine — nicht aus tektonischen Ursachen — andauernd zwischen 0 und 40 m schwankt.

So bleiben zur Besprechung nur die Stadschiefer und die Oberzollbrücker Sandsteine übrig.

1. Die Stadschiefer.

Diese sind ein mächtiger Komplex von meist grauen oder schwärzlichen Mergeln, die, meist schmierig und rutschig, an besten den Namen „Flysch“ rechtfertigen. Sie unterscheiden sich in keiner Weise von den Stadschiefern der Schweiz, wie ich mich überzeugen konnte. Daneben treten, wenn auch mehr untergeordnet, noch andere Gesteinstypen auf; so finden sich graue glatte Schiefer, die sehr an die Ofterschwanger Mergel des Gebietes westlich der Iller erinnern ⁽¹⁸⁾, dann Einlagerungen von dünnen grauen Sandkalkbänken.

Sehr charakteristisch sind mächtige Packen von grünlichen Fleckenmergeln, wie solche auch südlich vom Grünten weit verbreitet sind; so besitzen diese im unteren Scheidbachtobel große Ausdehnung, auch an andern Stellen sind sie da und dort aufgeschlossen. Nicht selten enthalten sie Einschaltungen von dünnen, ebenfalls grünlichen Kalkbänken, die reich an *Phycopsis Targioni* Brgt. sind. Der untere Scheidbachtobel zeigt die besten Aufschlüsse in diesen Schichten.

Die Mächtigkeit der Stadschiefer läßt sich infolge der heftigen Zusanmenstauchung, die sie überall erlitten haben, nicht genau feststellen, soviel dürfte aber doch sicher sein, daß sie 300 m vielleicht noch übersteigt.

Die Fazies der Stadschiefer ist dieselbe wie die der Leistmergel und so wiederholt sich im Mittel- und Obereozän die Fazies der oberen Kreide noch einmal in den Stadschiefern. Auch die Stadschiefer sind erfüllt von Foraminiferen, petrographisch müßte man sie als Globigerinenmergel bezeichnen.

In den Stadschiefern östlich der Wertach macht sich gegen S ein gewisser Fazieswechsel bemerkbar, indem die gewöhnlichen Mergel allmählich immer mehr dichte hellgraue Kalkbänke aufnehmen, die denen der Flyschkalkzone der Bregenzerwaldecke völlig gleichen. So in der Senke von Langenschwand — Jungholz (hier allerdings wenig Aufschlüsse) und im Vilstal südlich der Scheidbachalpe. Es scheint hiemit ein Übergang der Stadschiefer in die Flyschkalkzone angedeutet zu sein, eine Zwischenschaltung zwischen beiden von Ofterschwanger Mergeln wie westlich der Iller ⁽¹⁸⁾ konnte ich hier nicht beobachten, nur an einzelnen Stellen im Fenster von Jungholz sind solche zu sehen.

Die Stadschiefer sind immer außerordentlich gestanct und gefaltet; gute Beispiele sind hiefür besonders der Reichenbachtobel südlich Nesselwang, dann der Scheidbachtobel und der Steinebachtobel westlich Kappel. Diese gewähren auch den besten Einblick in die Schichtfolge.

Fossilien fand ich, abgesehen von den Foraminiferen, nirgends. Sonst vorkommende Einschaltungen von Bänken mit Nummuliten scheinen ebenfalls östlich der Wertach zu fehlen, nicht einmal an der Grenze Leistmergel—Stadschiefer konnte ich solche beobachten. Die Kreide—Tertiärgrenze ist deshalb auch hier nicht so scharf wie sonst im Grüntengebiet, da die unteren Stadschiefer wohl nichts anderes wie bei der mitteleozänen Transgression aufgeschwemmte Leistmergel sind. Eine Grenzziehung ist daher bei der gleichen Fazies beider immer mit einigen Schwierigkeiten verknüpft. Doch unterscheiden sich die Stadschiefer von den Leistmergeln durch die große Zahl von hellen Glimmerblättchen, die den Leistmergeln meist fast ganz fehlen.

Die Stadschiefer beginnen im Mitteleozän und reichen bis in das Obereozän hinauf, wie sich an anderen Stellen ergeben hat, wie hoch, ist unbekannt, ich glaube, daß sie im Allgäu das ganze Obereozän mit umfassen und die Oberzollbrücker Sandsteine dem Unteroligozän angehören.

Im folgenden gebe ich einige Dünnschliffbeschreibungen aus dem Komplex der Stadschiefer:

1. Stadschiefer aus dem Wertachtal östlich Punkt 936·5.

Graue, feinsandige glimmerige Mergel.

Unter dem Mikroskop bräunliche Kalkgrundmasse mit zahlreichen kleinen Quarz- und Glaukonitkörnern, erstere 0·05 mm bis 0·1 mm, letztere bis 0·7 mm groß. Ferner finden sich kleine Schüppchen von Muskovit, dann Putzen von Pyrit, der aber meist bereits in Brauneisen übergegangen ist und der Grundmasse die bräunliche Farbe verleiht.

Nicht selten Foraminiferen, davon überwiegend Textularien, seltener schlecht erhaltene Globigerinen.

2. Stadschiefer vom Sattel zwischen Edelsberg und Alp Spitze.

Graue, flasrige glimmerreiche Mergel.

Unter dem Mikroskop graue kristalline Kalkgrundmasse, die durch Brauneisen fleckig gefärbt ist. Darin liegen zahlreiche Quarzkörner, bis 0·15 mm groß, ebensohäufige Glaukonitkörner bis 0·1 mm. Ferner finden sich Fetzen von Muskovit, dann Pyrit und sehr selten kleine Säulchen von Zirkon. In der Grundmasse liegen zahlreiche Foraminiferen: *Textularia* sp., *Globigerina* sp., *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp.

3. Stadschiefer aus dem oberen Steinebachtobel.

Dunkelgraue, etwas sandige glimmerige Mergelkalke.

Unter dem Mikroskop hellbräunliche Kalkgrundmasse mit zahlreichen kleinen eckigen Quarzkörnern, bis 0·1 mm groß; dann Glaukonitkörner bis 0·2 mm und kleine Fetzen von Muskovit. Außerdem liegen in der Grundmasse schlecht erhaltene Globigerinen, Textularien und Cristellarien.

4. Kalk aus den Stadschiefern des Buchwaldtobels.

Grauer dichter Kalk, der genau mit den Kalken der Flyschkalkzone übereinstimmt, wie auch der mikroskopische Befund zeigt.

Unter dem Mikroskop graue dichte Kalkgrundmasse, in der selten winzige eckige Fragmente von Quarz liegen, bis 0·83 mm. Außerdem zahlreiche Schwammadeln und die auch in den Kalken der Flyschkalkzone überall verbreitete kleine *Pithonella* sp.

5. Kalk aus den Stadschiefern vom Reichenbachtobel bei Nesselwang.

Grauer Sandkalk mit scharfkantigem Bruch.

Unter dem Mikroskop graue feinkristalline Kalksubstanz, in der zahlreiche eckige Quarzkörner liegen, die durchschnittlich 0·05 mm Größe erreichen, da und dort aber auch bis 0·1 mm groß werden. Außerdem häufige Glaukonitkörner und -fetzen, bis 0·1 mm groß und Putzen von Brauneisen.

2. Die Oberzollbrücker Sandsteine.

Diese sind ein mächtiger Komplex von mittel- bis grobkörnigen stark karbonatischen Sandsteinen, die im frischen Zustande blaugrau, verwittert aber gelb oder graubraun sind. In meiner Oberstdorfer Flysch-

arbeit habe ich die Zusammensetzung dieser Sandsteine bereits mitgeteilt, deren Aussehen sich im ganzen Vorarlberg und Allgäu vom Rhein bis zur Wertach nicht ändert. Immer führen sie kleine eckige Quarzkomponenten, seltener kleine Brocken von abgerolltem Kalk. Häufig enthalten sie kohlige Pflanzenreste.

Die Oberzollbrücker Sandsteine sind das einzige Flyschschichtglied, das sich in gleicher Fazies im ganzen helvetischen Gebiet östlich des Rheins vorfindet.

Der ganze Komplex wird fast völlig von Sandsteinen eingenommen, lediglich zwischen den einzelnen Sandsteinbänken sind dünne Schieferlagen eingeschaltet.

Die größte Verbreitung erlangen die Oberzollbrücker Sandsteine unmittelbar westlich der Wertach, wo sie, eine große Mulde bildend, die ganzen Höhen aufbauen, so Wertacher Hörnle, Roßkopf, Tiefenbacher Eck usw., hier immer der Grüntendecke angehörend.

Weiter südlich finden sich zwischen Hindelang und Vorder-Hindelang wieder Oberzollbrücker Sandsteine, die im Muldenkern der Flyschmulde der Bregenzerwalddecke liegen und unter die oberostalpine Allgäudecke am Hirschberg bei Hindelang untertauchen.

Die ganze Mächtigkeit der Oberzollbrücker Sandsteine in der „Wertachmulde“ kann nur durch intensiven Zusammenschub erklärt werden; vor der Bregenzerwalddecke, bezw. vor dem Stirnrand der Allgäudecke sind sie zusammengehäuft, abgeschoben von ihrer weichen Unterlage, den Stadschiefern.

Östlich der Wertach tauchen sie, wie auch die übrigen helvetischen Gesteine, ziemlich rasch unter ostalpinen Cenoman und unter ostalpinen Flysch unter.

c) Der Flysch der Bregenzerwalddecke.

Wie ich bereits früher gezeigt habe, taucht die ganze Bregenzerwalddecke infolge ihres Axialgefälles nach O unter die Allgäudecke unter. Zwischen der Iller und Hindelang ist von ihr nur noch eine Flyschmulde — die Fortsetzung des südlichen Flyschzuges — vorhanden. Auch diese Flyschmulde verschwindet mit ihrem Schichtbestand (Wildflysch—Flyschkalkzone—Quarzitzone—Oberzollbrücker Sandsteine) zwischen dem Ostrach- und dem Wertachtale unter der Allgäudecke.

Von da an bleibt die Bregenzerwalddecke verschwunden, nur die Grüntendecke allein setzt gegen O weiter fort.

Dagegen treten weiter östlich nochmals zwei Schubsetzen der Bregenzerwalddecke auf, die an ihrem charakteristischen Schichtbestand leicht kenntlich sind. Bei den beiden Schubsetzen glaubt man sich in die Gegend von Oberstdorf versetzt, so erinnern die Gesteine an jene des Flysches von Oberstdorf.

Die beiden Schubsetzen finden sich im Reichenbachtobel südlich von Nesselwang und im Sattel nördlich vom Edelsberg (Edelsbergquetschzone). Im folgenden gebe ich eine Beschreibung der beiden Punkte.

Reichenbachtobel.

Es wird wohl am besten sein, die ganzen vorhandenen Aufschlüsse, also auch den Schichtbestand der Grüntendecke, hier zusammenzufassen.

Die Aufschlüsse gehören zu den besten, die im ganzen Gebiet vorhanden sind und bei der Begehung des auf der Südseite des Edelsbergstockes sich anschließenden Scheidbachprofils erhält man einen genauen Querschnitt durch die helvetische und ostalpine Flyschzone bis in die ostalpine Kalkzone im Vilstal hinein.

Nach Durchquerung der Molasse, die ebenfalls in guten Aufschlüssen sichtbar ist, erreicht man zirka 500 *m* südlich von Punkt 1023 den Anschluß an die Grüntendecke, der Kontakt zwischen dieser und der Molasse ist leider nicht aufgeschlossen.

Zunächst führt der Weg durch die Kreide: Apt-Mischfazies—Brisandsandstein(?)—Apt-Mischfazies, die auf der Karte von Reiser nicht verzeichnet ist (graublau schiefrige Kalke mit Zweischalern und Brachiopoden).

Darauf folgen Stadschiefer, die nach zirka 30 *m* von einem Sattel typischer hellgrauer Leistmergel abgelöst werden, die auf der Karte von Reiser ebenfalls nicht verzeichnet sind. Die Grenze gegen die Stadschiefer ist scharf.

Danach folgen wieder Stadschiefer, stark gequetscht und gefaltet, die Falten lassen sich an den eingeschalteten dünnen Kalkbänken gut verfolgen, ebenso sind auch einige kleine Sprünge daran gut zu sehen. Teilweise sind die Stadschiefer grünlich, also ähnlich wie im Grüntengebiet entwickelt.

Allmählich nimmt die Stauchung der Stadschiefer immer mehr zu, der ganze Komplex besteht nur noch aus zusammengeklappten Spezialfalten.

Nach dem von W mündenden größeren Seitenbach (der im Sattel zwischen Reuterwanne und Reuterberg entspringt) folgen auf diese Stadschiefer graue ebenspaltende Schiefer mit dicken grauen, organogenen Kalken, die vermutlich der Flyschkalkzone angehören. Damit ist die Bregenzerwalddecke erreicht. Leider ist die Grenze zwischen dieser und den Stadschiefern der Grüntendecke nicht aufgeschlossen.

Auf die Kalke folgt eine schmale Zone roter und grüner Schiefer, die dem Wildflysch zuzurechnen sind. Nun treten nochmals Kalke der Flyschkalkzone auf, die hier ganz typisch und genau wie in den Trettachanlagen bei Oberstdorf entwickelt ist. Die Schichten des ganzen Profils fallen meist steil gegen N ein, von der Molasse bis zum ostalpinen Flysch (vgl. den Abschnitt über die Tektonik).

Nach zirka 20 *m* Flyschkalkzone folgen wieder rote und grüne zirka 4 *m* mächtige Schiefer, dann 10 *m* graue schiefrige Sandkalke mit kleinen exotischen Fragmenten, unter denen besonders die Ölquarzite auffallen, daran schließen sich nochmals rote und grüne Schiefer, zirka 6 *m* aufgeschlossen. Nach etwa 15 *m* Schuttunterbruch treten nochmals cirka 12 *m* bunte Schiefer auf, die kleine exotische Brocken enthalten, unter denen besonders wieder Ölquarzite vertreten sind neben Breccien und Sandkalken.

Die Brocken erreichen meist Nuß- bis Faustgröße, ein Ölquarzitbrocken fiel mir auf, der Kindskopfgröße erreichte.

Wie aus meinen Beobachtungen bei Oberstdorf und im Bregenzerwald hervorgeht, handelt es sich bei diesen roten und grünen Schiefnern immer um die obersten Lagen des Wildflysch, die diesen gegen oben

abschließen. Dies wird nun auch durch die Aufschlüsse hier im Reichenbachtobel insofern bestätigt, als die roten und grünen Schiefer immer nur an der Grenze gegen die Flyschkalkzone auftreten.

Auf diese zuletzt erwähnten bunten Schiefer folgen dickbankige graue Kalke und Mergel der Flyschkalkzone, die mit den Schiefen des Wildflysch fürchtbar verknetet sind. Die Schichten sind vollkommen verwurstelt und verruschelt. Noch nach 10 m steckt mitten in der Flyschkalkzone ein zirka 2 m³ großer Ölquarzitblock, der zweifellos tektonisch in diese Stellung geraten ist. Die Schichten der Flyschkalkzone fallen bald steil nach N, bald steil nach S.

Nach weiteren 10 m treten grüne und schwarze Schiefer auf mit zwischengelagerten dicken Bänken von grauen und grünen Quarziten. Diese gehören der Quarzitzone an, wie ich diese ganz entsprechend in den Trettachanlagen bei Oberstdorf oder im Reichenbachtobel unter der Gaisalpe fand. Man glaubt sich hier wieder in die Gegend von Oberstdorf versetzt.

Am zweiten von W her in den Tobel mündenden Bach stehen dann wieder Mergel und dickbankige Kalke der Flyschkalkzone an, denen weiter tobelaufwärts bis zum Klausenbach schwärzliche Mergel und Schiefer der Quarzitzone folgen.

Etwa 50 m oberhalb der Mündung des Klausenbaches finden sich unvermittelt blaugraue Kalke und Kalkmergel von muschligem Bruch, die an einer Stelle eine Einschaltung einer dünnen Rotschieferlage enthalten. Diese Gesteine gehören bereits zu den Zementmergeln des ostalpinen Flysches, weiter oben folgen kurz unter dem Sattel der Stubentalalpe die Reiselsberger Sandsteine.

Zusammenfassend läßt sich über die Verhältnisse im Reichenbachtobel bei Nesselwang folgendes sagen:

Auf die Molasse folgt zunächst eine sehr schmale und reduzierte Zone von Kreide der Grüntendecke, auf die Stadschiefer folgen, die zu einer scharf gefalteten Serie zusammengestaucht sind. Die Stauchung nimmt tobelaufwärts an Heftigkeit zu und erreicht ihren Höhepunkt unmittelbar vor dem Schubsetzen der Bregenzerwaldecke.

Dieser besteht nur aus Gesteinen des Flysches, es finden sich Wildflysch, Flyschkalkzone und Quarzitzone, die genau wie in der Umgehung von Oberstdorf entwickelt sind und so deutlich ihre südliche Herkunft zeigen; mit dem Flysch der Grüntendecke haben sie nichts zu tun. Die Aufeinanderfolge der Sedimente ist die normale, es folgen Wildflysch, Flyschkalkzone und Quarzitzone wie auch sonst aufeinander, nur sind die Schichten tektonisch stark reduziert, was auf Schuppungen schließen läßt. So kommt es auch, daß die einzelnen Horizonte mehrmals auftreten.

Auf die Bregenzerwaldecke folgt dann der ostalpine Flysch, hier im Reichenbachtobel mit Zementmergeln beginnend.

Edelsberg.

Ein zweiter, allerdings wesentlich kleinerer Schubsetzen von Gesteinen der Bregenzerwaldecke liegt auf der Nordseite des Edelsberges, wo der Sattel zwischen diesem und der Alpspitze beginnt. Die Schichtfolge dort ist folgende:

Auf die Reiselsberger Sandsteine des ostalpinen Flysches, die den Gipfel des Edelsberges aufbauen und steil nach N einfallen, folgen zuerst — mit scharfem tektonischen Kontakt — wenig mächtige graue Kalke und Mergel der Flyschkalkzone, die völlig verquetscht und auf 5—10 m reduziert sind.

Darauf folgen schwarze Schiefer und Mergel mit einzelnen dunklen Kalkbänken und exotischen Blöcken, die bis $\frac{1}{2}$ m Größe erreichen. Es handelt sich also um Wildflysch. Unter den exotischen Blöcken finden sich folgende Gesteine:

Genau wie im Reichenbachtobel auch hier wieder vorwiegend Blöcke und Brocken von grünem Ölquarzit (wie auch im ganzen Wildflysch von Vorarlberg und dem Allgäu die Ölquarzite am verbreitetsten sind). Hier am Edelsberg fand ich nun zweierlei verschiedene Typen.

Der eine ist der gewöhnliche, wie ich ihn überall im Vorarlberg-Allgäu und der Schweiz antraf. Es ist ein grüner glasiger Quarzit mit völlig gleichmäßigem Korn. Schiffe durch solche Gesteine vom Edelsberg zeigen folgendes Bild:

In einem Zement von amorpher Kieselsäure liegen vorwiegend kleine eckige Quarzkörner. Die grüne Farbe kommt von häufigem Glaukonit, der mit unregelmäßig zerfressener Gestalt (wie immer im Ölquarzit) sich zwischen den Quarzkörnern hindurchzieht. Ferner finden sich in der Grundmasse vereinzelt Fetzen von Muskovit, selten Granat und kleine Säulchen von Apatit.

Den zweiten Typ von Ölquarzit fand ich bisher nur hier in der Quetschzone am Edelsberg. Er fällt aus dem normalen, eben beschriebenen Typ insofern heraus, als einzelne größere Mineralien, besonders Quarze, in dem sonst gleichmäßigen Gestein liegen. Dieses erhält so eine gewisse porphyrische Struktur. Im Schliff sieht man folgendes:

Die Grundmasse besteht wie bei allen Ölquarziten aus amorpher Kieselsäure, doch ist hier viel mehr Grundmasse vorhanden wie in dem andern Typ. Darin liegt Quarz in allen Größen, teils gerundet, teils eckig. Er ist bedeutend größer wie in dem andern Typ. Die meisten Quarze sind stark zerbrochen, andere ganz gebliebene zeigen undulöse Auslöschung. Vollkommen eckige Quarze liegen neben völlig gerundeten. Am Rande gegen das Zement sind sie vielfach angenagt.

Daneben findet sich zahlreich Glaukonit, der aber hier nicht in Form von Körnern oder Fetzen auftritt, sondern sich an das Zement anschließt und eher diesem wie den Einschlüssen zugerechnet werden muß.

Ferner finden sich einzelne Fetzen von Muskovit und kleine Putzen von Pyrit.

Weiter finden sich im Wildflysch kalkige polygene Breccien, deren Bestandteile aus dichten oder feinkristallinen grauen Kalken mit unbestimmbaren Foraminiferen, Quarzkörnern, Glimmerschieferfetzen und spärlichem Glaukonit bestehen, sowie auch größere Blöcke von Glimmerschiefer.

Weiter gegen den Sattel zu stößt der Wildflysch mit scharfer Grenze ab gegen 30—50° nordfallende Leistmergel, die graugrünlich gefärbt sind und bis $\frac{1}{2}$ m dicke rote Lagen enthalten. Der Typus ist genau

der von den Trettanlagen gegenüber dem Elektrizitätswerk Oberstdorf. Also auch hier wieder ein Hinweis auf die südliche Herkunft. Die ganzen Gesteine der Edelsbergquetschzone entsprechen stratigraphisch genau den Gesteinen der Umgebung von Oberstdorf.

Mit den Leistmergeln schließen die Gesteine der Bregenzerwalddecke ab. Genau wie im Reichenbachtobel liegt auch hier eine normale, wenn auch tektonisch reduzierte Schichtfolge Leistmergel-Wildflysch-Flyschkalkzone vor.

Auf die Leistmergel folgen nördlich im Sattel eine Reihe von Gesteinen, deren Stellung ich leider nicht genau feststellen konnte. Unmittelbar nach den Leistmergeln treten nach scharfer Grenze schwärzliche knorrigere Mergel auf, die vielleicht dem Wildflysch angehören und dann noch der Bregenzerwalddecke zuzurechnen wären. Hierauf folgen sehr schiefrige sandige Mergel von grauer Farbe, bei denen es zweifelhaft ist, ob sie den Leistmergeln oder den Stadschiefern der Grüntendecke zuzurechnen sind.

Weiter nördlich im Sattel selbst finden sich wohl überwiegend Stadschiefer der Grüntendecke, darunter auch die obenbeschriebenen flasrigen Mergel. Inwieweit sich auch noch an den Gesteinen des Sattels Leistmergel beteiligen, ist infolge der starken tektonischen Verwurstelung nicht festzustellen. Verquetschte Leistmergel scheinen aber nicht zu fehlen.

Auffallend ist in der Mitte des Sattels eine kleine, morphologisch aber deutlich emporragende Rippe, die aus 3—5 m mächtigen, stark brecciösen grauen Sandkalken besteht, deren Stellung und Zugehörigkeit völlig unklar geblieben ist. Die Gesteine dieser Rippe keilen nach W schnell tektonisch aus, nach O lassen sie sich noch ein kleines Stück weit gegen den obersten Steinebachtobel zu verfolgen. Soviel scheint aber sicher zu sein, daß diese Kalke von oben in die Stadschiefer auf tektonischem Wege geraten sind. Die Aufschlüsse lassen dies deutlich erkennen. Auch Reiser⁽¹⁵⁾ hält diese Deutung für sehr wahrscheinlich.

Der beschriebene Schubfetzen der Bregenzerwalddecke läßt sich beiderseits des Sattels noch ein kurzes Stück weit verfolgen, dann verlieren sich die Aufschlüsse am Gehänge. Es dürfte aber kaum einem Zweifel unterliegen, daß die Gesteine der Bregenzerwalddecke im Reichenbachtobel mit denen am Edelsberg in direktem Zusammenhang stehen, so daß wir also einen längeren Streifen von Gesteinen der Bregenzerwalddecke vor uns haben, die an der Überschiebungsgrenze des ostalpinen Flysches auf die Grüntendecke liegen und von dem ersteren aus S mitgeschleppt wurden.

d) Ultrahelvetische Schubfetzen.

Westlich von Pfronten-Weißbach treten südlich vom oberen Hofbach an der Grenze von ostalpinem Flysch und den diesen unterlagernden Leistmergeln der Grüntendecke helvetische Gesteine auf, die sich ihrer Fazies nach weder der Grüntendecke noch der Bregenzerwalddecke zurechnen lassen.

Die näheren Verhältnisse sind leider nicht aufzuhellen, da die Vorkommen mitten im Wald liegen, wo die Gesteine nur in einzelnen kleinen Hügeln aufragen.

Es folgt nördlich auf die Zementmergel des ostalpinen Flysches ein kleiner Hügel, der aus folgenden Gesteinen besteht: Zuunterst weißliche und blaue Kalke, über die sich dunkle blaugraue Mergelkalke legen, die nach oben in braune ausgelaugte Sandkalke übergehen. Alle Gesteine fallen ziemlich flach nach N ein und sind stark verquetscht.

Schliffe durch einen der dunkeln, sandigen und geschieferten Mergelkalke, deren Natur ohne weiteres nicht zu erkennen war, zeigen folgendes Bild:

In bräunlichgrauer Kalkgrundmasse liegen einzelne kleine Quarz- und Glaukonitkörner sowie massenhaft Foraminiferen, von denen ich folgende bestimmen konnte:

Globigerina cretacea d'Orb.
Discorbina canaliculata Reuss.
Oligostegina laevigata Kaufm.
Pithonella ovalis Lor.
Globigerina sp.
Cristellaria sp.

Es handelt sich also um Seewerkalk.

In der Umgebung dieses Hügels finden sich nun Gesteine, die als typisch helvetisch ohne weiteres zu erkennen sind. So liegen unmittelbar südlich davon helle weiße Kalke, die dem Seewerkalk angehören. Verknüpft sind sie mit dunklen blauen Kalken, deren Natur ebenfalls nicht ohne weiteres zu erkennen war. Ein Schliff zeigte aber auch hier sofort, um was es sich handelt: in grauer feinkristalliner Kalkgrundmasse liegen massenhaft Foraminiferen wie in dem obenbeschriebenen Gestein, viel häufiger, als man sie sonst im Seewerkalk beobachtet. Folgende Formen konnte ich erkennen:

Vorwiegend *Pithonella ovalis* Lor.
dann *Globigerina cretacea* d'Orb.
Discorbina canaliculata Reuss.
Oligostegina laevigata Kaufm.

Es handelt sich also in beiden Fällen um Seewerkalk von einem Aussehen, wie ich ihn bisher nur in ultrahelvetischem Gebiet fand.

Nördlich von dem Hügel treten grünliche helle Kalke auf, die ebenfalls dem Seewerkalk angehören.

Es tritt hier also ein Komplex verschiedenartiger Seewerkalke von heller weißer, grünlicher und dunkelblaugrauer Farbe auf, die stellenweise dunkle Algenflecke enthalten. Seewerkalk von diesem Aussehen beobachtete ich bisher noch nirgends in der Grünten- oder Bregenzerwalddecke, die Gesteine müssen südlicherer Herkunft sein. Sie erinnern auch lebhaft an ultrahelvetische Gesteine, so daß es mir recht wahrscheinlich erscheint, daß es sich um einen ultrahelvetischen Schubfetzen handelt. Sie treten nur an der Schubfläche zwischen ostalpinem Flysch und der Grüntendecke auf. Weitere Untersuchungen verhindert leider der dichte Wald. (Auf der Karte von Reiser sind diese Gesteine nicht angegeben.)

e) Unterostalpine Schubfetzen.

In der kleinen Schutthalde, die östlich unter der Quetschzone am Edelsberg liegt (zwischen den Leistmergeln der Bregenzerwalddecke und dem ostalpinen Flysch) fand ich noch einige Brocken eines Gesteins, das nicht den exotischen Blöcken des Wildflysch zugerechnet werden darf. Es handelt sich um eine grobe polygene Breccie, deren Komponenten schwach kantengerundet sind und aus Quarz und metamorphem grauen Kalk bestehen. Daneben finden sich Fetzen von Muskovit und Biotit. Das wichtigste aber ist, daß sich unter den Bestandteilen auch große Brocken von Serpentin zahlreich finden, die mit dem Kalk verknüpft sind und auf kleinen Adern und Spalten in diesen eindringen.

Es handelt sich hierbei um ein Gestein, das uueerdings von Boden ⁽⁶⁾, ⁽⁴⁾ am Nordrand des ostalpinen Flysches zwischen Loisach und Salzach in zahlreichen Vorkommen aufgefunden wurde, immer an der Grenze zwischen ostalpinem Flysch und der helvetischen Zone oder, wo diese fehlt, an der Grenze von Flysch und Molasse. Boden hat diese Gesteine als „Dürrnbachbreccien“ bezeichnet ⁽³⁾, die als Schubspäne zu betrachten sind. Es sind von der oberostalpinen Decke mitgeschürfte Fetzen der unterostalpinen „Aroser Schuppezone“ (Rhätische Decke). Die Gesteine dieser Zone lassen sich von Graubünden her durch das Rhätikon verfolgen, finden sich dann im Allgäu wieder und nunmehr auch am Rand des ostalpinen Flysches in Südbayern. Mein Fund hier am Edelsberg stellt das vermittelnde Bindeglied zwischen dem Allgäu und Südbayern her. Immer finden sich die Gesteine der Aroser Schuppenzone unmittelbar unter der oberostalpinen Decke.

B. Die ostalpine Flyschzone.

Durch eine scharfe tektonische Linie von dem bisher beschriebenen Helvetikum getrennt (Kreide + Tertiärflysch), folgt darüber der ostalpine Flysch. Die Stellung und Zugehörigkeit dieses Flysches — ich habe ihn früher als „ostalpinen Gosauflysch“ bezeichnet — ist von Boden und mir bereits so eingehend dargelegt worden, daß ich hier auf diesen Punkt nicht mehr einzugehen brauche ⁽³⁾, ⁽¹⁰⁾.

Folgende Schichtfolge ist im ostalpinen südbayrischen Flysch vorhanden (von oben nach unten):

Zementmergel,
Bunte Zwischenschichten,
Reiselsberger Sandsteine.

Die bunten Zwischenschichten haben nur untergeordnete Bedeutung, ebenso der in Südbayern meist am Südrand der Flyschzone auftretende Konglomerathorizont. Es bleiben so nur zwei große Gruppen übrig: die Gruppe der Zementmergel und die Gruppe der Reiselsberger Sandsteine.

Über das gegenseitige Altersverhältnis dieser beiden Gruppen sind immer noch einige Differenzen vorhanden, indem Boden — sich auf frühere Bearbeiter stützend — die Sandsteine für jünger als die Zementmergel hält und sie deshalb in das Eozän stellt ⁽³⁾, ⁽⁴⁾.

F. F. Hahn ⁽⁹⁾, ⁽¹⁰⁾ und ich ⁽¹⁶⁾ sind andererseits der Meinung, daß die Sandsteingruppe unter den Zementmergeln liegt und daß deshalb der ganze südbayerische (ostalpine) Flysch in die Kreide gehört, denn die Inoceramenfunde liegen wohl meist in den über den Sandsteinen folgenden Zementmergeln.

Meine Aufnahmen zwischen Wertach und Halblech haben nun ergeben, daß die Zementmergel tatsächlich das Hangende bilden einer mächtigen Sandsteingruppe, die zweifellos der südbayerischen Sandsteingruppe entspricht (vgl. weiter unten).

Ich nenne diese Sandsteingruppe im folgenden „Reiselsberger Sandsteine“, indem ich einen Namen aufgreife, den zuerst Gumbel ⁽¹⁷⁾ diesen Sandsteinen gab, wobei er allerdings diesen Namen auch auf die ähnlich aussehenden helvetischen Oberzollbrücker Sandsteine, die ja dazu noch viel jünger sind, übertrug. Später hat dann Hahn ⁽⁹⁾ die Sandsteingruppe des südbayerischen Flysches mit diesem Namen belegt. Da der Name nun einmal in die Literatur eingeführt ist, halte ich es für zweckmäßig, ihn auch weiterhin zu verwenden und nicht einfach von einer „Sandsteingruppe“ zu reden.

Der Reiselsberg ist eine waldige Höhe des nördlichen Ammergebirges und liegt südlich vom Halblechtal, direkt östlich vom Lobental, und fällt gerade noch in mein Aufnahmegebiet herein. Die eigentliche Erhebung des Reiselsberges wird allerdings von Aptychenschichten eingenommen. Trotzdem scheint es mir am besten, den alten Gumbel'schen Namen beizubehalten, was vielleicht dadurch gerechtfertigter erscheint, als nördlich vom eigentlichen Reiselsberg an der Einmündung des Lobenbaches in den Halblech die „Reiselsberger Hütte“ inmitten von Reiselsberger Sandsteinen liegt.

1. Die Reiselsberger Sandsteine.

Diese bilden einen Komplex von großer Mächtigkeit und Einförmigkeit. Liegende Schichten sind infolge der Aufschiebung des ostalpinen Flysches auf die helvetische Zone nirgends vorhanden, man darf vielleicht aber annehmen, daß das Cenoman, an das im östlichen Allgäu die Reiselsberger Sandsteine im Süden meist anstoßen, das ursprünglich normale Liegende derselben bilden. Ich werde weiter unten darauf noch zurückkommen.

Die Reiselsberger Sandsteine bestehen im Pfrontener Gebiet so gut wie ausschließlich aus Sandsteinen, während Einlagerungen von Mergeln oder Kalken fast ganz fehlen. Solche finden sich z. B. im Steinbruch hinter der Kirche von Pfronten-Berg, wo sich blaugraue milde Schiefer und dünne Kalkbänke vorfinden.

In den Sandsteinen sind zwei durch Übergänge miteinander verbundene Haupttypen zu unterscheiden:

Der eine ist der Typ fein- bis mittelkörniger kalkreicher Sandsteine von grauer Farbe, deren Bestandteile aus feinen Kalk-, Quarz- und Glimmerkomponenten bestehen. Meist enthalten diese Sandsteine Pflanzenhäcksel in großer Menge. Auch große Tonzellen und Fließwülste sind vielfach in großer Menge vorhanden, wie der Steinbruch bei Pfronten-Berg besonders schön zeigt.

Durch Größerwerden der Komponenten geht aus ihnen der zweite Typ hervor, der die Hauptmasse der Reiselsberger Sandsteine zusammensetzt. Dabei werden diese mitunter so grobkörnig, daß man bereits von Konglomeraten reden muß, denn die Komponenten erreichen eine Größe von 0·5 bis über 1 *cm*.

Ganz grobe Konglomerate mit Komponenten von über 1 *cm* sind mir aber nur aus dem Scheidbachtobel bekannt, wo dieselben auffallend an gewisse Cenomankonglomerate erinnern.

Beim gewöhnlichen konglomeratischen Typ beträgt die durchschnittliche Größe der Komponenten 0·2—0·5 *cm*. Die Zusammensetzung ist dabei immer außerordentlich heterogen und bunt. Ich fand folgende Bestandteile: Vorherrschend ist meist weißer Quarz, z. T. wohlgerundet, ferner in großer Menge Brocken kristalliner Gesteine (vorwiegend Glimmerschiefer), dann graue und braune Kalke unbestimmter Herkunft. Fetzen von Muskovit sind immer zahlreich.

In Schliften zeigen sich die Komponenten in grauer Kalkgrundmasse, dabei sind die Quarze alle außerordentlich gestreckt und auch zertrümmert. Außerdem zeigen sich stellenweise kleine Körner von Glaukonit und kleine Nadeln von Apatit.

Die Sandsteine zerfallen bei der Verwitterung zu Grus und färben sich dabei schokoladebraun. An dem braunen Verwitterungsboden sind dann auch die Sandsteine an Stellen, wo sie nicht aufgeschlossen sind, doch meist leicht kenntlich.

Fossilien konnte ich in den Reiselsberger Sandsteinen leider nirgends finden.

In der ostalpinen Flyschzone zwischen Wertach und Halblech haben die Sandsteine die größte Verbreitung; mit Ausnahme schmaler Muldenzüge von Zementmergeln bauen sie den ganzen Edelsbergstock auf; in der Füssener Bucht zeigen fast alle Aufschlüsse Reiselsberger Sandsteine und erst jenseits des Lechs im Ammergebirge treten die Sandsteine mehr und mehr zurück, während die Zementmergel immer größere Verbreitung erlangen und in Südhayern dann ja den überwiegenden Bestandteil der ostalpinen Flyschzone bilden. Ich werde weiter unten im tektonischen Teil noch auf diese Erscheinung zurückkommen.

Die Mächtigkeit der Reiselsberger Sandsteine ist nicht genau festzustellen, da ja das Liegende nirgendwo aufgeschlossen ist, wenn nicht die Cenomanzone des Sorgschrofen-Kienberg als das ursprünglich normale Liegende angesehen werden kann.

Die sicher vorhandene Mindestmächtigkeit beträgt 500 *m*.

Konglomerate, wie sie in Südbayern an der Grenze des Flysches gegen die Kalkalpen vorhanden sind, fehlen in meinem Gebiet. Nur in dem Steinbruch bei Pfronten-Berg fand ich in den Reiselsberger Sandsteinen einzelne bis 2 *cm* große Gerölle von Wettersteinkalk und Lias-kalk (?). Nach Angabe von Böse¹⁾ sollen auch Konglomerate westlich vom Lobental vorhanden sein, ich konnte dort aber anstehend nichts finden außer einigen herumliegenden Konglomeratbrocken zweifelhafter Stellung. (Vgl. Abschnitt D.)

¹⁾ Böse, A. Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognost. Jahresh. München 1894.

2. Die bunten Zwischenschichten.

Genau wie an vielen Stellen Südbayerns treten auch zwischen Wertach und Halblech zwischen Reiselsberger Sandsteinen und Zementmergeln vielfach rote, grüne und grane Mergel und Schiefer auf.

Genau wie in Südbayern sind diese aber nicht überall konstant an der Grenze zwischen den beiden Gruppen vorhanden, sondern fehlen vielfach. Sie lassen sich deshalb auch auf der Karte nicht als durchgehendes Band ausscheiden.

Trotzdem sind aber die bunten Zwischenschichten als eine außerordentlich konstante Bildung zu betrachten, da sie durch ganz Südbayern bis mindestens zum Inn überall in der gleichen Position auftreten, überall an der Grenze zwischen Reiselsberger Sandsteinen und Zementmergeln.

Dabei erreichen sie immer nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern, die aber überall stark voneinander verschieden ist. An vielen Punkten fehlen die bunten Zwischenschichten völlig, an andern sind sie nur als eine einzige dünne Bank von noch nicht einem Meter Mächtigkeit vorhanden, an andern Stellen werden sie wieder 2—3 m mächtig.

Auch der petrographische Charakter schwankt vielfach, so sind es einmal rote schmierige Letten, das andere Mal wieder festere rote und grüne kalkreiche Mergel.

Daß die bunten Zwischenschichten eine wichtige stratigraphische Stellung einnehmen, hat zum erstenmal W. Fink (*) im Flysch bei Tegernsee richtig erkannt und damals auch den Namen „rote Zwischenschicht“ aufgestellt. Seither wurde dieser Horizont dann überall im Flysch von Südbayern gefunden.

3. Die Zementmergel.

Über den bunten Zwischenschichten folgt der mächtige Horizont der Zementmergel (hydraulische Serie bei Hahn, Kieselkalkgruppe bei Boden). Ich ziehe den Namen „Zementmergel“ deshalb vor, weil sich innerhalb der Serie Zementmergel überall finden, von der Wertach bis nach Salzburg, Kieselkalke dagegen im westlichen Teil der südbayrischen Flyschzone ganz fehlen und erst weiter östlich sich einstellen (vom Ammergebirge an).

Sind die Reiselsberger Sandsteine durchaus einheitlich, weil sie fast nur aus Sandsteinen bestehen, so sind die Zementmergel ebenso einheitlich, indem sie nur aus Mergeln und Kalken bestehen.

Die beiden großen Gruppen des ostalpinen Flysches stehen also in großem Gegensatz zueinander.

Vielfach treten an der Grenze zwischen beiden Gruppen die bunten Zwischenschichten auf, wo diese aber fehlen, ist ein rascher Übergang auf 2—3 m vorhanden, indem die Sandsteine in Sandkalke, diese ihrerseits in reine Kalkbänke übergehen. Von Breccien, wie sie Boden von der Grenze zwischen beiden aus dem Flysch des Schlierseegebiets beschreibt, konnte ich hier nirgends etwas finden.

Die Zementmergel sind eine einheitliche Serie von blaugrauen, unregelmäßig dünnschiefrigen Mergeln (Zementmergeln), dickeren reinen

Kalken, Sandkalken, plattigen Kalkschiefern usw. Die echten blaugrauen Zementmergel treten immer in mächtigen Schichtpacken auf. Sie finden sich im Edelsbergstock westlich der Füssener Bucht kaum; östlich dagegen erreichen sie von Füssen ab eine große Verbreitung, überall im südbayrischen Flysch sind sie vorhanden.

Außerdem kommen als Einschaltungen rote Mergel vor, die aber sehr selten zu sein scheinen. Sie gleichen den roten Mergeln der bunten Zwischenschichten, scheinen aber mit diesen nichts zu tun zu haben.

Ich fand solche — immer nur sehr wenig mächtige Einschaltungen — im obersten Reichenbachtobel bei Nesselwang und in einem Tobel westlich Röfleiten. In beiden Fällen treten sie jedesmal nur im untersten Teil der Zementmergel auf, vielleicht können sie als kurzer Rückfall in der Fazies der bunten Zwischenschichten aufgefaßt werden.

In Schriffen zeigt sich nur eine dichte rote Grundmasse ohne jeden Einschuß.

Echte Kieselkalke (die vielfach mit Sandkalken verwechselt werden), wie sie von Boden aus dem Flysch des Tegernsee- und Schlierseegebietes in großer Ausdehnung beschrieben werden, fand ich zwischen Wertach und Halblech nirgends.

Als sehr seltene Bildung — die ich nur in diesem einen Falle beobachtete — fand ich am Ausgang des Halblechtales eine wenig mächtige Bank eines grünen Glaukonitsandkalkes. Im Schriff zeigt dieser folgendes Bild: In grauer kristalliner Kalkgrundmasse liegen zahlreiche eckige Quarzkörner von 0.2—0.4 mm Größe, ebenso zahlreiche Glaukonitkörner, bis 0.2 mm groß. Außerdem finden sich Fetzen von Muskovit und Pyrit. Ferner ist die Grundmasse erfüllt von Foraminiferen, unter denen besonders Discorbinen, Textularien und Cristellarien auffallen.

Im folgenden gebe ich nun noch einige Schriffe von Gesteinen der Zementmergelgruppe.

1. Dichter graugrüner Kalk mit muschligem Bruch, ähnlich Seewerkalk, vom Halblechtal: In dichter grauer Kalkgrundmasse liegen sehr seltene winzige Quarz- und Glaukonitkörner, ferner massenhaft Foraminiferen, von denen ich folgende bestimmte:

Globigerina cretacea d'Orb.

Pithonella ovalis Lor.

Textularia globulosa Ehrenbg.

Nodosaria sp.

Bolivina sp.

Die Foraminiferen sind auffallend klein und erreichen nur $\frac{1}{2}$ bis $\frac{1}{3}$ der sonstigen normalen Größe.

2. Grauer kalkreicher Mergel, der eine sehr große Verbreitung besitzt (typischer Zementmergel). Schriffe vom Halblechtal und Jagdberg nordöstlich von Hohenschwangau: Bräunlichgraue Kalkgrundmasse mit vereinzelt winzigen Quarz- und Glaukonitkörnern. Zahlreiche Foraminiferen, besonders häufig *Globigerina cretacea* und *Textularia globulosa*.

Der größte Teil der Grundmasse wird aber von Schwammnadeln eingenommen.

3. Dichter grauer Kalk mit muscheligen Bruch (ähnlich 1) aus dem Tobel westlich Röfleiten (Edelsbergstock): Feinkristalline graue Kalkgrund-

masse, in der zahlreiche Foraminiferen und Schwammnadeln liegen (*Pithonella ovalis* und Globigerinen). Selten sind winzige Glaukonitkörnchen.

4. Harter grauer kristalliner Kalk aus demselben Tobel: Grobkristalline Kalkgrundmasse mit häufigen eckigen Quarzkörnern, die bis 0.5 mm groß werden. Seltener sind bis 0.1 mm große Glaukonitkörner. In großer Menge finden sich schlecht erhaltene Foraminiferen und Schwammnadeln.

Wie die Schriffe zeigen, sind die Zementmergel als ein in größerer Tiefe abgelagerter Foraminiferen- und Schwammnadelnschlick zu betrachten.

Makroskopisch sichtbare Fossilien fand ich leider nirgends,¹⁾ die meinem Gebiet nächstgelegenen Inoceramenfunde wurden von Hahn in der Hörnlegruppe bei Unterammergau gemacht. Doch zeigen die Foraminiferen deutlich genug die Zugehörigkeit der Zementmergel zur oberen

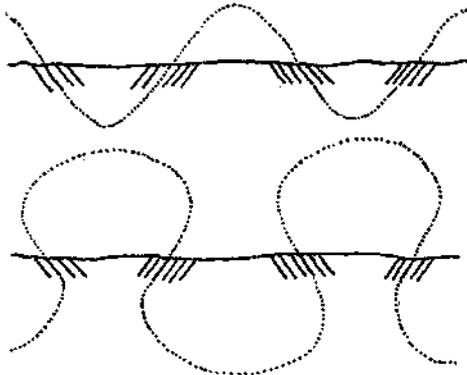


Fig. 1.

Kreide, es sind die gleichen, die auch in den Seewerschichten und den Leistmergeln auftreten.

Da aber die Reiselberger Sandsteine unter den Zementmergeln liegen, ergibt sich daraus die Zugehörigkeit des gesamten ostalpinen Flysches zwischen Wertach und Halblech mit aller wünschenswerten Schärfe zur oberen Kreide.

Die Mächtigkeit der Zementmergel läßt sich, da höhere Horizonte nicht vorhanden sind, nicht genau angeben; was heute noch vorhanden ist, dürfte mit 300—400 m nicht zu hoch bemessen sein.

Daß die Zementmergel tatsächlich jünger wie die Reiselberger Sandsteine sind, geht aus einer Reihe von Profilen klar hervor. So glaube ich, daß man immer eine Serie, die zwischen einer anderen Serie liegt, deren Schichten von beiden Seiten her unter sie einfallen, als Mulde ansprechen muß; während andererseits eine Serie, deren Schichten beiderseits unter die einer anderen Serie fallen, als Sattel angesprochen werden muß. Gerade dies scheint mir doch das Wesen von „Synklinale und Antiklinale“ zu sein.

¹⁾ Abgesehen von den besonders in den typischen Zementmergeln massenhaften Algen, unter denen am häufigsten *Phycopsis intricata* Brt. ist, nicht selten findet sich auch die zierliche *Phycopsis arbuscula* Fischer-Ooster.

Verfährt man anders, dann müssen die Sättel als oben abgequetschte Mulden, die Mulden als unten abgequetschte Sättel aufgefaßt werden. (Fig. 1.)

Diese Deutung gibt dann die bekannte „Pilzfaltentektonik“, von der man im Gelände meist nichts sieht, denn als unbefangener Beobachter wird man immer Zonen, deren Schichten beiderseits von einer Faltenachse wegfallen, als Sattel, und umgekehrt Zonen, deren Schichten nach der Faltenachse hin fallen, als Mulde bezeichnen.

Aus diesem Grunde kann ich mich nicht mit der Tektonik befreunden, die Boden neuerdings dem Flysch des Tegernsee- und Schlierseegebietes zuschreibt, und ich konnte mich auch an Ort und Stelle im ganzen südbayerischen Flysch nirgends von einer solchen Tektonik überzeugen.

Das höhere Alter der Reiselsberger Sandsteine geht aber auch aus einigen Profilen mit aller wünschenswerten Deutlichkeit hervor. So findet sich ein eindeutiges Profil im Buchwaldstobel auf der Südseite des Edelsbergstockes westlich Pfronten.

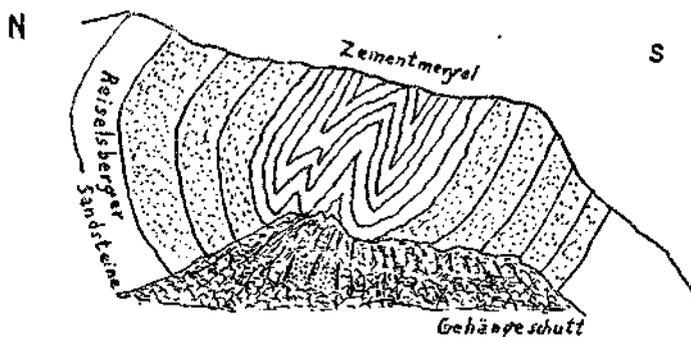


Fig. 2.

Man sieht dort im Tobel innerhalb der Reiselsberger Sandsteine eine kleine, nur wenige Meter breite, Doppelmulde von Zementmergeln, sieht die Mulde unten durch Sandsteine abgeschlossen und einen kleinen Sandsteinsattel die Mulde teilen. Hier ist also tatsächlich von einer Pilzfalte auch nicht die Spur zu sehen. (Fig. 2.)

Dasselbe geht auch von vielen Punkten klar hervor, wo die Grenze zwischen beiden Gruppen aufgeschlossen ist, z. B. im Kreuzbachtobel auf der Südseite des Edelsberges, wo die beiden Horizonte leicht miteinander verfaultet sind. Fig. 5 zeigt die dortigen Verhältnisse.

Ich glaube, daß beide Beispiele, die sich noch beliebig vermehren ließen, vollauf genügen, um das höhere Alter der Sandsteine zu beweisen.

Ebenso geht das aber auch aus den Aufschlüssen innerhalb der großen Füssener Bucht hervor. Als „Füssener Bucht“ bezeichne ich die große flache Senke zwischen dem Ammergebirge östlich und dem Edelsbergstock westlich, wo auf eine Strecke von fast 20 km das Flyschgebirge völlig unterbrochen ist und fehlt. (Vgl. hierüber den Abschnitt über die Morphologie.)

Die ganzen oberen Partien des Flysches sind hier abgedeckt und lediglich der untere Rumpf hat sich erhalten. Es ist deshalb zu erwarten, daß der älteste Flyschhorizont innerhalb der Senke auftaucht.

Fast die sämtlichen Hügel innerhalb der Bucht bestehen aber aus Reiselsberger Sandsteinen, nur bei Füßen und nordöstlich vom Hopfensee finden sich in geringer Verbreitung auch Zementmergel.

Besonders deutlich ist diese Erscheinung am östlichen Abbruch des Edelsbergstockes zur Füssener Bucht bei Pfronten. Während dort kurz vor dem Abbruch des Gebirges auf der Höhe die Zementmergelmulden liegen, sind unten in den Tobeln und am Fuß des Gebirges überall nur Sandsteine vorhanden; der ganze Sockel des Edelsbergstockes besteht aus Reiselsberger Sandsteinen, die Zementmergelmulden greifen nicht soweit hinab (vgl. die Karte Fig. 3).

Ich glaube, daß auch diese Tatsache eindeutig das höhere Alter der Reiselsberger Sandsteine beweist.

Die Zementmergel sind eine in sich vielfach gefaltete und gestauchte Serie. Die Aufschlüsse in den Tobeln zeigen dies vielfach in prachtvoller Weise. Während bei den Sandsteinen von einer Spezialfaltung nichts zu sehen ist, was ja auch bei dem spröden, nicht leicht falt- und verschiebbaren Material kein Wunder ist, zeigt sich überall in den Zementmergeln eine intensive Faltung, Stauchung und Fältelung. Aber auch hier konnte ich nirgends die Erscheinung von Pilzfalten beobachten, die doch zweifellos vorhanden sein müßten, wenn die Flyschzone im großen eine solche Tektonik zeigen würde.

Die Spezialfaltung und Zerknitterung der Zementmergel zeigt aber zugleich auch, wie sehr die ganze Flyschzone tektonisch beansprucht worden ist.

Von höheren, insbesondere tertiären Schichten der ostalpinen Flyschzone, wie solche bei Unteramergau, Schliersee und in Österreich auftreten, konnte ich zwischen Wertach und Halblech nichts finden.

4. Die Unterschiede zwischen helvetischem und ostalpinem Flysch.

Es dürfte vielleicht gut sein, die Unterschiede, die zwischen helvetischem und ostalpinem Flysch bestehen, einmal kurz einander gegenüberzustellen, da dies bisher noch nirgends geschehen ist.

Es ist vielfach nicht einfach, im Gelände beide Flyschbildungen ohne weiteres auseinanderzuhalten, da ja die Sedimente beider von gleicher Fazies sind. In beiden finden wir jeweils eine Sandsteingruppe und eine Kalk-Mergelgruppe. Bei beiden sind diese Gruppen scharf voneinander getrennt.

Da tritt zunächst als wesentliches Unterscheidungsmerkmal hervor, daß im Helvetikum die Kalkgruppe unten, die Sandsteine oben liegen, anderseits aber beim ostalpinen Flysch umgekehrt die Sandsteine unten und die Zementmergel oben sind.

Weiter kommt auch in der Zusammensetzung der Sedimente eine gewisse Verschiedenartigkeit immerhin zur Geltung. So kann man Oberzollbrücker und Reiselsberger Sandsteine recht gut auseinanderhalten; die Oberzollbrücker Sandsteine sind feinkörniger und enthalten meist nur Quarzkörner als Einsprenglinge. Für die Reiselsberger dagegen ist bezeichnend, daß sie so gut wie immer feinkonglomeratisch und von hunter Zusammensetzung sind. Eben der konglomeratische Habitus geht den Oberzollbrücker Sandsteinen gänzlich ab.

Schwieriger wird die Unterscheidung schon bei den Kalkgruppen der beiden Flysche. Da ist es aber gerade ein Glück, daß die Bregenzerwalddecke mit ihrer Flyschkalkzone, die am ehesten mit den Zementmergeln verwechselt werden kann, bereits verschwunden ist, wo der ostalpine Flysch einsetzt. Die Stadschiefer der Grüntendecke, die dann in Berührung mit dem ostalpinen Flysch kommen, sind mit ganz geringen Ausnahmen etwas von dessen Zementmergeln völlig Verschiedenes. Die Stadschiefer sind viel unreiner und sandiger, es sind meist dunkle, rauhe und glimmerige Mergel, die in großem Gegensatz zu den rein kalkigen Zementmergeln stehen. Ein weiteres gutes Unterscheidungsmerkmal ist, daß die mächtigen Schichtpacken von typischen blaugrauen Zementmergeln, wie sie von Füssen an ostwärts weit verbreitet sind, sowohl den Stadschiefern wie auch der Flyschkalkzone gänzlich fehlen.

Es gibt also trotz der gleichen Fazies und der gleichen Gesteinsgruppen in den beiden Flyschen immerhin gewisse Unterschiede, die sich im Gelände nutzbringend bei der Abtrennung beider voneinander verwerten lassen. Man muß dabei natürlich immer besonders die Gesteinszusammensetzung und -vergesellschaftung in größerem Umfange betrachten, im kleinen Handstück treten die Unterschiede selbstverständlich nicht hervor.

Als letzter und bedeutendster Unterschied — der freilich im Gelände nicht zu verwenden ist — wäre noch das verschiedene Alter der beiden Flysche zu erwähnen: der helvetische Flysch beginnt, abgesehen vom Wildflysch und den Leistmergeln, die aus petrographischen Gründen gleichfalls dem Flysch zugerechnet werden könnten und früher auch für Eozänflysch gehalten wurden, erst mit dem Mitteleozän, während der ostalpine Flysch Südbayerns so gut wie ganz der oberen Kreide als Äquivalent der Cenoman(?) und Gosaubildungen angehört.

D. Die Tektonik des Gebietes.

Diese wird beherrscht von der Aufschiebung der oberostalpinen Kalk- und Flyschzone auf das Helvetikum. Ein Blick auf die beigegegebene Kartenskizze und die Profile zeigt die bestehenden Verhältnisse am besten, sodaß ich mich in der Beschreibung kurz fassen kann.

Die helvetische Zone, die von der Iller herüberstreicht, ist dadurch charakterisiert, daß sich auf einen Kern von Gesteinen der Kreide, die im N der Molasse aufgeschoben sind, die jüngeren tertiären Flyschablagerungen legen. Sehr klar sind die Verhältnisse im Grüntengebiet erschlossen.

Dieselben Verhältnisse bestehen nun auch noch östlich der Wertach bis zum Pfrontener Quertal. Ein Unterschied ist aber hier vorhanden: durch den Vorstoß der Allgäudecke vom Bregenzerwald her nach NO verschwindet immer mehr der helvetischen Zone unter dem Oberostalpin, die helvetische Zone wird dadurch immer schmaler. So verschwindet zunächst die Bregenzerwalddecke zwischen Hindelang und Unterjoch, sodaß an der Wertach lediglich noch die Grüntendecke vorhanden ist.

Auf den bereits eben erwähnten Kreidekern im N, der die unmittelbare Fortsetzung der Grüntenkreide ist, legen sich zunächst Stadschiefer,

die als Hangendes mächtige Oberzollbrücker Sandsteine tragen, die das ganze Gebiet von Roßkopf und Wertacher Hörnle einnehmen.

Dieses westlich der Wertach so ausgedehnte Muldengebiet verschmälert sich aber östlich der Wertach sehr rasch, da die Allgäu-Decke von Hindelang bis zum Sorgschrofen scharf nach N vorstößt. Man sieht so die ganzen Oberzollbrücker Sandsteine unter dem Ostalpinen verschwinden.

Durch das plötzliche Einsetzen des ostalpinen Flysches auf der Linie Sorgschrofen—Jungholz—Reuterberg wird die helvetische Zone vollends zu einer schmalen Außenzone reduziert, die zwischen der Wertach und dem Pfrontener Tal vorwiegend aus Kreide besteht, da der helvetische Flysch — Stadschiefer und Oberzollbrücker Sandsteine — fast völlig unter dem ostalpinen Flysch verschwindet.

Der etwa nur noch 1 km breite Saum von helvetischer Kreide ist zu engen Falten und Schuppen zusammengepreßt, während die gleiche Zone weiter westlich im Grüntengebiet noch breiter und in schönen Falten geschwungen ist.

Das Zusammenklappen östlich der Wertach ist wahrscheinlich als direkte Folge des plötzlichen Einsetzens und starken Vorstoßes des ostalpinen Flysches zu betrachten.

Diese Vermutung wird noch wahrscheinlicher durch eine auffällige Erscheinung, die die helvetische Zone östlich der Wertach zeigt. Die Schichten derselben sind nicht nur steilgestellt, oder einfach überkippt, sondern sogar rückwärts nach S überschlagen, sodaß bei durchweg nördlichem Einfallen der ganzen Zone nicht jüngere, sondern ältere Schichten aufeinander folgen. (Vgl. die Profile Fig. 4, 5, auch bei Reiser.)

Sehr schön zeigt sich diese Erscheinung sowohl an der Reuterwanne wie an der Alp Spitze als auch bei Kappel. Die ganze helvetische Zone zwischen Wertach und Pfronten ist von dieser Erscheinung erfaßt worden, auf dieser ganzen Strecke fällt sie mit allen ihren Schichten und Schuppen andauernd steil gegen N. Auch Ampferer ⁽¹⁾ hat diese Erscheinung bereits erwähnt.

Jenseits des Pfrontener Tales streicht die helvetische Kreide noch ein Stück weit nach O bis gegen Hopferau zu, den kleinen schmalen Hügelzug aufbauend, der von den Ruinen Eisenberg und Freyberg gekrönt wird. Dann verschwindet sie zwischen Molasse und ostalpinem Flysch, und ihre ersten Spuren finden sich erst wieder weit jenseits des Lech am Nordrand des Ammergebirges.

Der Flysch der Grüntendecke — aus Stadschiefern und Oberzollbrücker Sandsteinen bestehend — streicht östlich der Wertach unter den plötzlich einsetzenden ostalpinen Flysch hinunter. Am Nordrand desselben lassen sich die dunklen grauen Stadschiefer noch bis fast gegen Kappel zu verfolgen, in größerer Ausdehnung sind sie im oberen Reichenbachtobel südöstlich von Nesselwang vorhanden, von hier ziehen sie über den Sattel zwischen Edelsberg und Alp Spitze in den oberen Steinbachtobel, wo sie unter dem ostalpinen Flysch verschwinden.

Der ostalpine Flysch setzt nun nicht einheitlich ein, südlich vom Reuterberg, wo er beginnt, greifen die Stadschiefer der Grüntendecke durch die Senke von Jungholz—Langenschwand in einem Halbfenster zwischen ostalpinem Flysch und Cenoman weit nach O in das Vilstal (über 3 km) bis wenig oberhalb der Vilstalsäge.

Dieses Halbfenster bezeichne ich als das „Fenster von Jungholz“.

Der Fensterrahmen ist insofern ungleich gebaut, als nördlich des Fensters der ostalpine Flysch, südlich davon ostalpines Cenoman liegt.

Die Verhältnisse im Fenster von Jungholz sind folgende: Der helvetische Flysch innerhalb des Fensters besteht fast ganz aus Stadschiefern, die z. T. bereits als graue Kalke entwickelt sind und dann der Flyschkalkzone der Bregenzerwalddecke sehr gleichen. Es liegt hier anscheinend die fazielle Übergangzone der nördlicheren Stadschiefer in die südlichere Flyschkalkzone vor.

Im Vilstal südlich der Scheidbachalpe sind unmittelbar nördlich vom ostalpinen Cenoman noch in ganz geringer Ausdehnung Oberzollbrücker Sandsteine aufgeschlossen, die als die letzte Fortsetzung der Oberzollbrücker Sandsteine des Wertacher Hörnles anzusprechen sind, die im Wertachtal unter ostalpinem Flysch und Cenoman des Steinebergs (nördlich vom Sorgschrofen) hindurch ins Vilstal streichen und hier gerade noch einmal aufgeschlossen sind.

Auf dem Steineberg selbst liegt noch als halbe Klippe eine Scholle von Reiselberger Sandsteinen, sich unmittelbar südlich an das Cenoman anlehnend, von der Hauptmasse des ostalpinen Flysches aber abgetrennt durch das Fenster von Jungholz. Die Basis dieser Scholle liegt in etwa 1200 *m* Höhe.

Nördlich des Fensters von Jungholz folgt dann die Hauptmasse des ostalpinen Flysches, vom Reuterberg an ununterbrochen nach O ziehend bis zur Donau und sich dort weiter fortsetzend in die Flyschzone der Karpathen.

Zwischen dem Reuterberg und dem Pfrontener Tal ist die Basis des ostalpinen Flysches leicht muldenförmig verbogen; gegen W streicht der ostalpine Flysch am Reuterberg in zirka 1250 *m* Höhe frei aus.

Gegen SW zum Vilstal hin steigt die Schubfläche langsam ab, so liegt sie im Scheidbachtobel in 1080 *m*, im Buchwaldtobel in 1030 *m* Höhe. Dann sinkt sie zur Sohle des Vilstales herab.

Am Nordrand des ostalpinen Flysches treten nun an drei Stellen zwischen diesem und den Stadschiefern der Grüntendecke fremde Schubfetzen auf, deren Schichten bereits im stratigraphischen Teil eingehend behandelt sind. Drei verschiedene tektonische Elemente müssen dabei auseinandergelassen werden: es finden sich Bestandteile der Bregenzerwalddecke, ultrahelvetische und unterostalpine Glieder. Die letzteren haben die geringste Verbreitung.

Im folgenden will ich kurz eine regionale Betrachtung solcher fremder Schubfetzen im Gebiete östlich des Rheins geben.

Die Bregenzerwalddecke verschwindet zwischen Hindelang und Unterjoch unter der oberostalpinen Allgäudecke, weiter östlich ist sie nur in den beiden Fetzen im Reichenbachtobel bei Nesselwang und am Edelsberg noch erhalten. Weiter im O sind mir keine Bestandteile der Bregenzerwalddecke bis jetzt bekannt geworden.

Ultrahelvetische Schubfetzen finden sich östlich des Rheins an folgenden Stellen, wobei ich gleich bemerken möchte, daß weitere Untersuchungen sicher noch weitere Vorkommen ans Tageslicht bringen werden.

Durch die neuesten Untersuchungen von P. Meesmann und Arn. Heim⁽¹²⁾ wurden ultrahelvetische Fetzen auf der Hohen Kugel im Bregenzerwald festgestellt, die ich in den vergangenen Sommern selbst unter Führung von P. Meesmann, besichtigen konnte. Auf den Wangschichten der Mulde von Fraxern treten dort Drusbergschichten, Gault und Seewerkalk auf, über dem dann mächtige rote und graue Leistmergel sowie Äquivalente der Flyschkalkzone folgen.

Weiter sind im Bregenzerwald bisher noch keine ultrahelvetischen Bestandteile gefunden worden¹⁾, ich vermute aber solche in größerer Ausdehnung in der Allgäu-Vorarlberger Klippenzone.

Meine Begehungen im Sommer 1923 haben mich nun zu der Ansicht geführt, daß die bekannten roten und grauen Seewerkalke von Liebenstein, die von Steinmann⁽¹⁹⁾ früher für „Couches rouges“ gehalten wurden, ebenfalls als ultrahelvetisch anzusprechen sind. In meiner Oberstdorfer Flyscharbeit habe ich diese Gesteine der Grüntendecke zugerechnet und in Verbindung gebracht mit den roten Seewerkalken, die oben auf dem Grünen hinter dem Grünenhaus anstehen.

Diese Ansicht kann nach meinen neuen Untersuchungen nicht aufrechterhalten werden. Durch den für das Zementwerk Liebenstein mittlerweile fortgeschrittenen Abbau zeigten die Aufschlüsse südlich der Ostrach im Sommer 1923 ein wesentlich anderes Bild wie vor zwei Jahren.

Die Schichten bestehen aus grauen, grünen und roten Seewerkalken, die steil südlich fallen. Eingelagert sind ihnen schwärzliche sandige Kalke und dunkle Mergel, die sich nur im ultrahelvetischen Gebiet im Seewerkalk vorfinden. Außerdem zeigt der graue, etwas unreine Seewerkalk schlierenartig dunkle Flecken und Streifen, die besonders bei feuchtem Zustand deutlich hervortreten. In dieser Beziehung gleichen die Liebensteiner Kalke vollkommen dem ultrahelvetischen Seewerkalk der Hohen Kugel. Die Seewerkalke von Liebenstein zeigen so eine Ausbildung, die ich sonst im ganzen helvetischen Gebiet östlich des Rheins nirgends fand. Die Gesteine unterscheiden sich in deutlicher Weise vom Seewerkalk der Grünen- und Bregenzerwalddecke.

Weiter gehört hierher dann der ultrahelvetische Seewerkalk zwischen ostalpinem Flysch und Grüntendecke am Hofbach westlich Pfronten—Weißbach. Dieser scheint der östlichste ultrahelvetische Fetzen überhaupt zu sein.

Unterostalpine Bestandteile sind im Allgäu in größerer Ausdehnung bekannt geworden. Sie stellen die Fortsetzung der „Aroser Schuppenzone“ des Rhätikons dar und bestehen wie dort aus basischen Gesteinen, die mit roten und grauen Jurakalken, roten Schieferen und Radiolariten verknüpft sind. In meiner Oberstdorfer Flyscharbeit habe ich ja einen Teil davon beschrieben.

Neue Begehungen im Sommer 1923 im Warmatsgundtal südlich Oberstdorf haben nun ergeben, daß dort unterostalpine Bestandteile in weit größerer Ausdehnung vorhanden sind, als man bis jetzt ahnen konnte. Beinahe alles ist dort unterostalpin. In großer Verbreitung treten

1) Wie mir Herr P. Meesmann neuerdings mitteilt, treten auch noch an vielen anderen Stellen im westlichen Bregenzerwald ultrahelvetische Klippen auf. Für seine freundlichen Mitteilungen möchte ich ihm auch hier bestens danken.

dort graue und rote, meist völlig metamorphe Kalke, dann grüne, schwarze und rote Schiefer auf, die zwischen Hauptdolomit und helvetischem Flysch liegen und tektonisch sehr heftig mitgenommen sind. Die Gesteine wurden bisher zum Flysch gerechnet, haben aber mit diesem nichts zu tun und lassen sich in ausgezeichneter Weise von diesem abtrennen. Man glaubt sich im Warmatsgundtal teilweise ins Rhätikon versetzt. Auch echte Couches rouges scheinen vorhanden zu sein.

Weiter gehören der Aroser Schuppenzone die Gesteine oberhalb der Gaisalpe und in der Umgebung von Hindelang an, ebenso der Diabasporphyrit, den Cornelius vom Hörnlein aus dem Bregenzerwald (Klippenzone) beschreibt (6).

Neue Begehungen, die ich in der „Hölle“ bei Hindelang im Sommer 1923 ausführte, zeigten, daß auch echte „Couches rouges“ in Begleitung der Diabasporphyrite und Jurakalke vorkommen. Damit ist ein recht ausgedehnter Schichtbestand der Aroser Schuppenzone im Allgäu nachgewiesen.

Gegen O waren bis vor kurzem keinerlei unterostalpine Bestandteile bekannt. Da beschrieb Boden (34) von der Grenze zwischen ostalpinem Flysch und dem unterliegenden Helvetikum die Schubspäne von Diabasen, Serpentin, roten und grauen Jurakalken mit Hornsteinen (Radioariten!), die zweifellos den Gesteinen der Aroser Schuppenzone entsprechen. Sie liegen ja auch in der tektonisch richtigen Stellung zwischen oberostalpinem Flysch und Helvetikum. Diese Gesteine, die „Dürrnbachbreccien“ Bodens, sind jetzt in einer Ausdehnung von der Loisach bis gegen Salzburg von Boden nachgewiesen worden.

Das vermittelnde Glied zwischen diesen südbayrischen Vorkommen und dem Allgäu ist durch meinen Serpentinbreccienfund in der Quetschzone des Edelsberges nunmehr erbracht worden, sodaß sich unterostalpine Schubfetzen heute vom Rhätikon bis zur Salzach fast ununterbrochen verfolgen lassen, ein Beweis für die Richtigkeit der Deckenlehre, wie er nicht besser erbracht werden kann.

Zwischen Wertach und Halblech treten an der Schubfläche zwischen ostalpinem Flysch und Helvetikum sicher noch weitere Schubfetzen auf; leider gestattete aber die intensive Verhüllung der Schubfläche mit Gehängeschutt nicht, weitere Funde in dieser Hinsicht zu machen.

Beiderseits der Schubfläche zeigen sowohl die Schichten des Helvetikums wie des ostalpinen Flysches die größten Unregelmäßigkeiten im Streichen und Fallen. Diese Erscheinung war bereits Reiser trotz sonstiger Unkenntnis der Sachlage aufgefallen, weshalb er hier eine „umfassende Störungslinie“ annahm (15).

So beträgt das Streichen der Schichten an der Schubfläche sehr oft N 70 W, die Reisersberger Sandsteine auf und in der Umgebung des Edelsberggipfels streichen z. B. in dieser Richtung. Auch sonst findet sich diese Streichrichtung sehr häufig.

Beiderseits der Schubfläche stoßen die verschiedensten Schichten zusammen, so Reisersberger Sandsteine und Stadschiefer oder weiter im O an deren Stelle Leistmergel. An Ostende des Edelsberges treten Zementmergel an die Schubfläche heran und werden von dieser schief geschnitten. Zur Ergänzung des tektonischen Bildes treten dann ferner die obenerwähnten fremden Schubfetzen auf.

Ich komme nun im folgenden zur Besprechung der internen Verhältnisse des ostalpinen Flysches.

Der größere Teil desselben besteht, wie ein Blick auf die Karte (Fig. 3) zeigt, aus Reiselsberger Sandsteinen. Die Zementmergel besitzen eine wesentlich geringere Verbreitung. Die Tektonik läßt sich zwischen Wertach und Pfronten — welches Gebiet ich im folgenden kurz als den Edelsbergstock bezeichne — dahin charakterisieren, daß der ostalpine Flysch zwei Sättel von Reiselsberger Sandsteinen mit einer dazwischenliegenden Mulde von Zementmergeln bildet.

Im einzelnen liegen die Verhältnisse naturgemäß nicht so einfach. So treten Zementmergel auch im obersten Reichenbachtobel am Nordrand des ostalpinen Flysches auf, dort eine Mulde bildend, deren Nordflügel durch die Überschiebung amputiert ist.

Ebenso treten am Nordostende des Edelsbergstockes wieder Zementmergel in der gleichen Position auf, sie werden durch die Schubfläche schräg abgeschnitten. Vielleicht hingen sie früher mit den Zementmergeln im Reichenbachtobel zusammen, eine einheitliche Mulde am Stirnrand des ostalpinen Flysches bildend, die dann aber durch die Überschiebung und durch die Erosion bis auf die heutigen spärlichen Reste entfernt wurde.

Die Reiselsberger Sandsteine des Edelsbergstockes werden durch eine Mulde von Zementmergeln in zwei Teile zerlegt. Der nördliche Zug hedingt den Kamm des Edelsbergstockes, in ihm folgt der Grat mit den Erhebungen Reuterberg, Edelsberg, Auf der Sulze.

Südlich folgt auf diesen Zug die Hauptmulde der Zementmergel. Ihr folgt die morphologisch so deutliche Terrasse, die den ganzen Edelsbergstock auf seiner Südseite in halber Höhe durchzieht. Am Westende des ostalpinen Flysches ist diese Mulde zunächst noch ziemlich schmal (100 — 150 m Breite), verbreitert sich dann im Gebiet des Buchwaldtobels durch Verschmelzen mit kleineren Mulden, die sich südlich von ihr einstellen. Im Gebiet des Höllbachs erreicht die Mulde dann ihre größte Breite mit fast 1 km. Im Gebiet des Gundbaches zerschlägt sich ihr südlicher Teil in zwei kleinere Mulden, die infolge des Abbruches des Gebirges zum Pfrontener Tal in die Luft ausstreichen. Oberhalb Röffleiten besitzt die Hauptmulde noch eine Breite von zirka 400 m, nach O liegt auch ihre weitere Fortsetzung infolge des Abbruches in der Luft.

Ebenso streicht sie am Westende des ostalpinen Flysches oberhalb Jungholz frei aus.

Südlich der großen Zementmergelmulde folgt dann der südliche Zug der Reiselsberger Sandsteine, den steileren Abfall des Gebirges zum Vilstal bedingend.

Während die Reiselsberger Sandsteine meist einförmig nach irgendeiner Seite hin einfallen, zeigen die Zementmergel die größten Faltungen und Stauchungen. Über das Lagerungsverhältnis beider Gruppen zueinander bin ich bereits im stratigraphischen Teil näher eingegangen.

Was nun die Faltung der ganzen Zone anbelangt, so zeigt sich — ich verweise auf die beigegehene Profilserie durch den Edelsberg

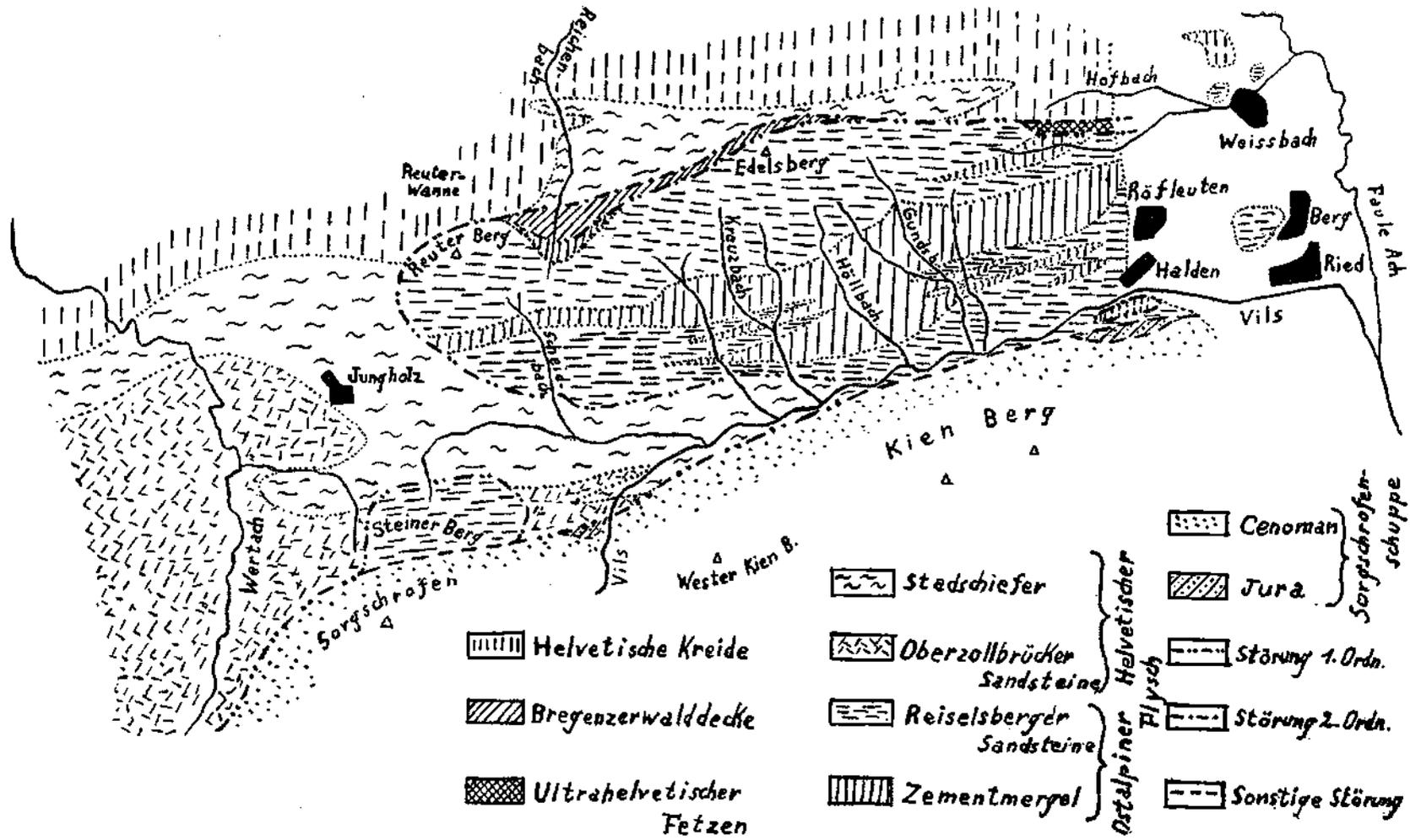


Fig. 3. Geologische Karte des Edelsbergstockes. 1:60.000

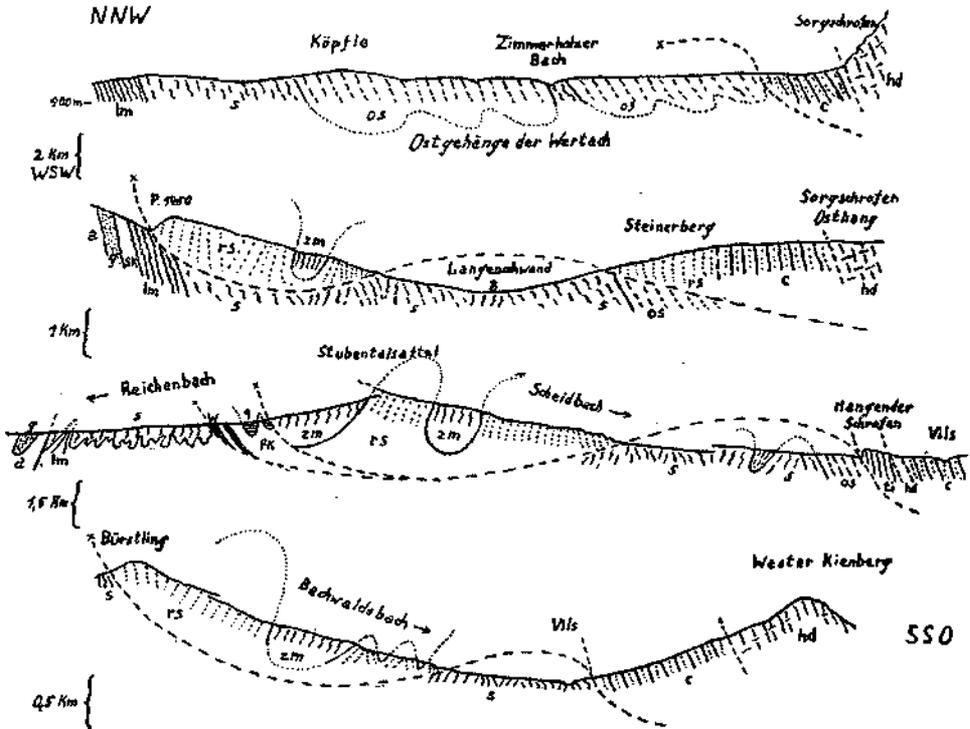


Fig. 4.

Profilsérie durch den westlichen Teil des Edelsbergstockes. 1 : 40.000.
 (Die Kilometerzahlen links geben die Entfernung der einzelnen Profile voneinander an. Fortsetzung Fig. 5.)

(Fig. 4, 5) —, daß nur wenige normale Falten vorhanden sind. Die Falten schauen größtenteils alle nach S, sind also, genau wie in der helvetischen Zone, nach S überkippt.

So kommt es, daß die ganzen Schichten des ostalpinen Flysches im Edelsbergstock — von lokalen Kleinfältelungen abgesehen — einheitlich ziemlich steil nach N einfallen. Dieser Rückstau nach S sowohl des Helvetikums wie auch des ostalpinen Flysches muß wohl einer letzten Druck- und Anpressungsphase an die nördlich davorliegende stauende Molasse zugeschrieben werden.

Helvetikum und ostalpiner Flysch zeigen in dieser Hinsicht die gleiche Tektonik, die sich weiter südlich in der kalkalpinen Zone rasch verliert. Hier äußert sich der Rückstau nur noch in der Steilstellung der Schubflächen, die erst mit dem Einsetzen des ostalpinen Flysches beginnt.

Infolge des Rückstaus ist es Reiser nicht gelungen, die Tektonik der Flyschzone zu entwirren. Er betrachtete deshalb die beiden Züge von Reiselsberger Sandstein im Edelsbergstock als verschiedenartig, indem er den nördlichen Zug als jünger betrachtete wie den südlichen Sandsteinzug, eine Auffassung, die bei dem fast durchweg einheitlichen Nordfallen der ganzen Zone leicht möglich ist. Diese Auffassung wird aber rasch widerlegt einmal durch die Spezialfalten z. B. im Buchwalds- oder Zerrlochbach, das andere Mal besonders aber durch das

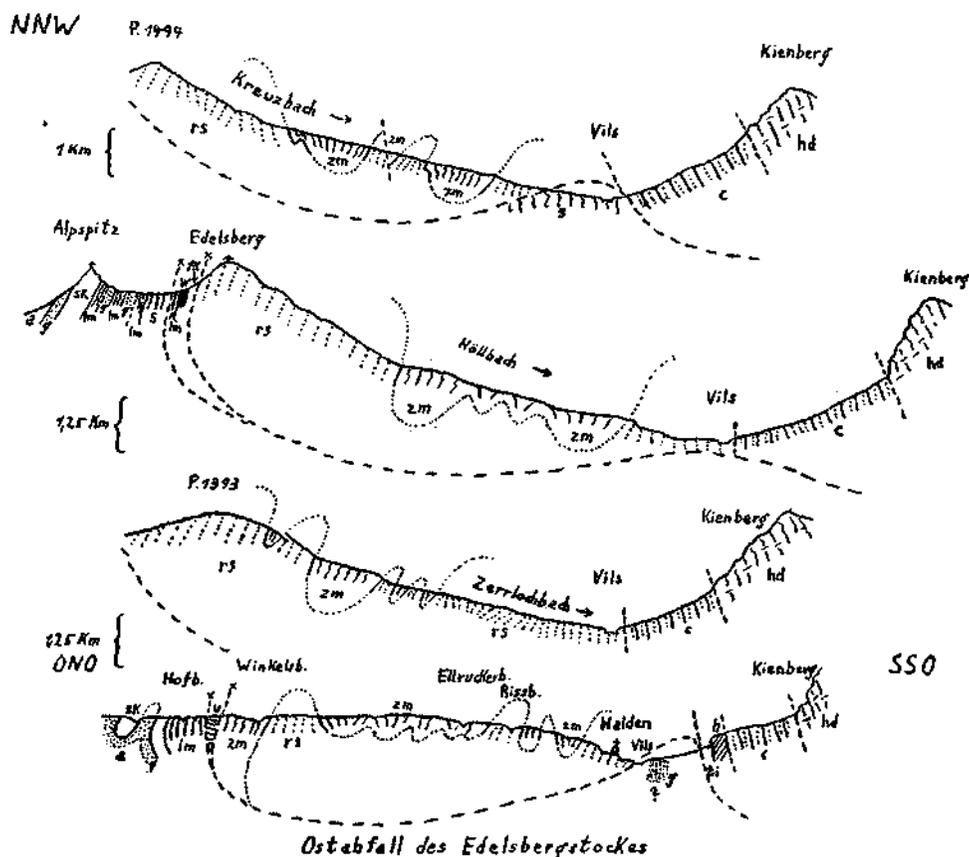


Fig. 5.

Profilsérie durch den mittleren und östlichen Teil des Edelsbergstockes 1:40.000
a Apt, *g* Gargasien, *sk* Seewerkalk, *lm* Leistmergel, *s* Stadschiefer, *os* Oberzollbrücker Sandsteine; *w* Wildflysch, *fk* Flyschkalkzone, *q* Quarzitzzone; *u* ultrahelvetischer Schubfelzen; *rs* Reiselberger Sandsteine, *zm* Zementmergel; *hd* Hauptdolomit, *k* Hierlatzkalk, *tt* Tithonkalk, *c* Cenoman.

Auftreten der bunten Zwischenschichten, die deutlich zeigen, daß es sich jedesmal um die gleichen Sandsteine und die gleichen Zementmergel handelt.

Der Rückstau zeigt sich vielfach auch in der Spezialfaltung der Zementmergel in sehr schöner Weise. Fig. 6 zeigt ein solches Faltenbild aus dem Winkelsbach westlich Weißbach.

Sehr spärliche Aufschlüsse bietet das große Gebiet der Füssener Bucht zwischen dem Edelsbergstock im W und dem Ammergebirge im O (Fig. 7).

Die Zementmergel fehlen im westlichen Teil der Bucht ganz, allein im östlichen Teil treten sie wieder auf. Die Aufschlüsse in der ganzen Füssener Bucht sind außerordentlich spärlich, nur einige wenige Hügel ragen mit anstehendem Gestein aus der mächtigen diluvialen Bedeckung hervor.

Der Zusammenhang mit dem Flysch des Edelsbergstockes wird gewahrt durch die kleinen Hügel von Reiselberger Sandsteinen bei Pfronten-Berg und Pfronten-Weissbach.

Die nächsten größeren Aufschlüsse, ebenfalls von Reiselsberger Sandsteinen, finden sich in dem deutlichen Höhenzug, der von Kreuzegg hinüber nach Zell und Dolden streicht. Die Schichten fallen zuerst steil nördlich, weiter südlich steil nach S ein. Es scheint dadurch eine Antiklinale angedeutet zu sein, die sich durch die ganze Füssener Bucht hindurch — soweit die Aufschlüsse dies erkennen lassen — verfolgen läßt. Sie dürfte dem nördlichen Zug der Reiselsberger Sandsteine im Edelsbergstock entsprechen.

Die Grenze gegen die unmittelbar vorliegende helvetische Zone ist leider nirgends aufgeschlossen, östlich Zell folgen nördlich auf die Reiselsberger Sandsteine Leistmergel (Pröbstener Schichten), es herrschen also noch die gleichen Verhältnisse wie am Ostende des Edelsbergstockes vor. Die Schubfläche ist durch eine Reihe von mehr oder minder großen Quellen wohl markiert.

Südlich dieses Zuges von Reiselsberger Sandsteinen liegen noch einige kleine Flyschhügel südlich und südöstlich von Holz und bei dem Gehöft Gschrift, die Schichten fallen fast durchweg gegen S ein.

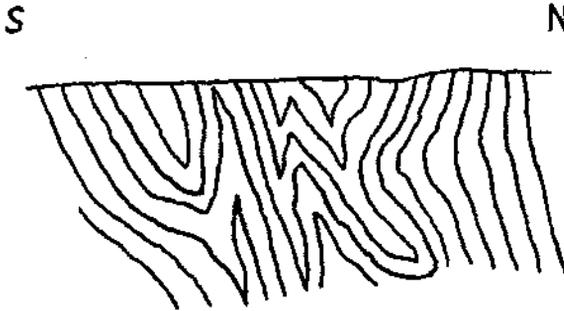


Fig. 6.

Die nächsten Aufschlüsse liegen dann erst wieder östlich des Hopfensees.

Vom Edelsbergstock zur Füssener Bucht hin herrscht ein beträchtliches Fallen aller tektonischen Achsen, sowohl im Helvetikum wie in der ostalpinen Flyschzone, das 15—25° nach O beträgt.

Ebenso fallen auch die Achsen der kalkalpinen Schuppen und Decken nach O beträchtlich zum Lech hin ab, wie Ampferer zum erstenmal gezeigt hat (2) und wie es die Untersuchungen von Kockel und mir ebenfalls ergeben haben (14).

Durch die in der Füssener Bucht stattgehabte Erosion (vgl. im morphologischen Abschnitt) wurden die hangenden Zementmergel entfernt, sodaß die Reiselsberger Sandsteine überall den unmittelbaren Untergrund der Füssener Bucht bilden, wie die eben erwähnten isolierten Flyschhügel zeigen.

Erst im östlichen Teil der Bucht treten zum erstenmal wieder Zementmergel auf, die infolge des andauernden Achsenfallens hier in so tiefe Lage gebracht wurden, daß sie der Erosion durch den Lechgletscher wenigstens teilweise noch entgehen konnten. Es zeigt sich so, daß das Tiefste der Depression unmittelbar nördlich von Füssen beiderseits des Lechs liegt, daß also der Lech selbst dieser Depressionszone folgt.

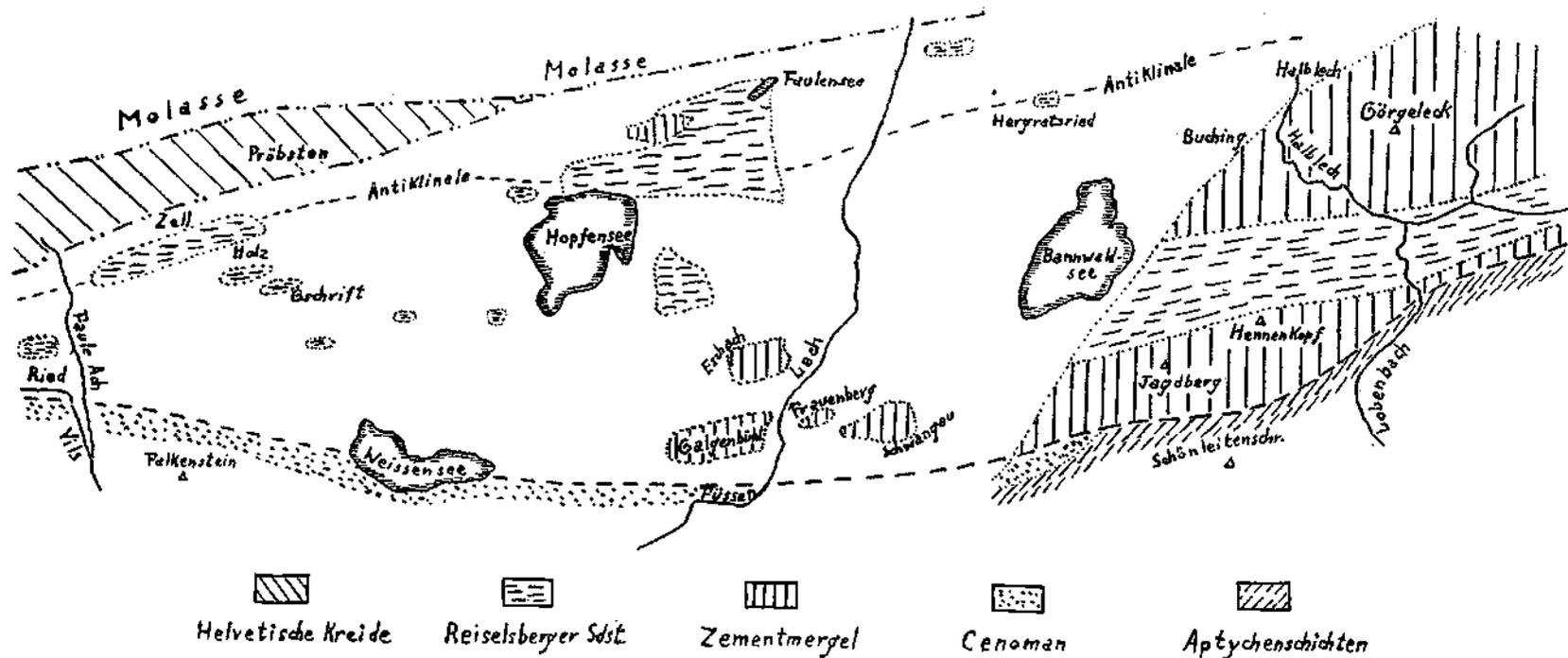


Fig. 7.
 Geologische Karte der Füssener Bucht und des westlichen Ammergebirges. 1 : 125.000.

Die Zementmergel sind hier aufgeschlossen nördlich von Füssen am Galgenbühl, steil südfallend, dann weiter nördlich bei der Achmühle und bei Eschach, hier ebenfalls südfallend.

Östlich des Lechs bestehen die kleinen Hügel bei Frauenberg und bei Schwangau in der Fortsetzung des Galgenbühls aus südfallenden Zementmergeln.

Östlich und nordöstlich vom Hopfensee sind Aufschlüsse in größerer Zahl vorhanden, die aber fast durchweg nur Reiselsberger Sandsteine zeigen. Diese fallen zuerst am See steil südlich ein, weiter nördlich aber nach N. Es scheint sich also um die Fortsetzung der Antiklinale zu handeln, die von Weißbach über Kreuzegg-Zell nördlich vom Hopfensee vorbeistreicht, die Punkte liegen auch alle genau im Streichen. Genauer lässt sich bei den mangelhaften Aufschlüssen nicht feststellen (Fig. 8).

Zwischen dem Hopfen- und dem kleinen Faulensee folgt nördlich auf diese Antiklinale eine schmale Mulde von Zementmergeln, die in einzelnen Tobeln westlich vom P. 906 aufgeschlossen sind. In der Umgebung des Faulensees besteht dann das ganze Gelände wieder aus Reiselsberger Sandsteinen.



Fig. 8.

Profil durch die Füssener Bucht. 1 : 50.000.

rs Reiselsberger Sandsteine, zm Zementmergel, c Cenoman.

Jenseits der Füssener Bucht erhebt sich das Flyschgebirge wieder zu den nördlichen Vorlagen des Ammergebirges, indem es sich zu genau so beträchtlichen Höhen wie im Edelsbergstock erhebt.

Doch ist östlich der Füssener Bucht im Ammergebirge plötzlich ein ganz anderer Bauplan vorhanden wie westlich der Bucht im Edelsbergstock. Es hat sich nicht nur rein äußerlich die Breite der ganzen Flyschzone geändert, indem diese von nur 2 km im Edelsbergstock auf 6 km in der östlichen Füssener Bucht und im Ammergebirge angewachsen ist, sondern auch die Tektonik hat sich völlig geändert.

So treten vom Beginn des Ammergebirges an bis über das Halblechtal hinaus eine axiale Sandsteinzone mit zwei Muldenzügen von Zementmergeln nördlich und südlich dieses mittleren Sattels auf.

Die südliche Mulde streicht östlich Schwangau über den Jagdberg-Hennenkopf ins mittlere Lobental und südlich vom Halblechtal weiter, während der axiale Sandsteinsattel vom Bannwaldsee zwischen dem Buchberg und nördlichen Hennenkopf zum Halblechtal zieht, diesem weiter gegen O folgend. Die Zementmergel der südlichen Mulde sind die unmittelbare Fortsetzung der Zementmergel vom Galgenbühl bei Füssen und den Hügeln von Schwangau. Der axiale Sandsteinsattel taucht infolge des nunmehr herrschenden Achsensteigens nach O — infolgedessen sich das Flyschgebirge wieder erhebt — unter den Zementmergeln der Umgebung Füssens hervor.

Die nördliche Zementmergelmulde beginnt südwestlich Buching und streicht durch das untere Halblechtal über den Mühlchartenkopf und Görgeleck ins Hohe Trauchgebirge.

Ein gutes Profil durch die ganze Flyschzone bietet das Halblechtal vom Ort Halblech an aufwärts bis zur Mündung des Lobentals und dieses selbst in der Klamm (Fig. 9).

Vom Ort Halblech an bis „Im Laich“ (vor der Einmündung des Lobentals) führt der Weg durch die Zementmergel der nördlichen Mulde mit prachtvollen Aufschlüssen. Die Zementmergel sind hier — im Gegensatz zum Edelsbergstock — schon typisch als „Zementmergel“, genau wie bei Tegernsee oder Schliersee, entwickelt. Sie sind sehr stark spezialgefaltet. Bei „Im Laich“ liegen sie mit Nordfallen über Reiselberger Sandsteinen.

Im untersten Lobental sind dann südfallende Reiselberger Sandsteine gut aufgeschlossen, über die sich vor der Klamm die Zementmergel des südlichen Muldenzuges legen.

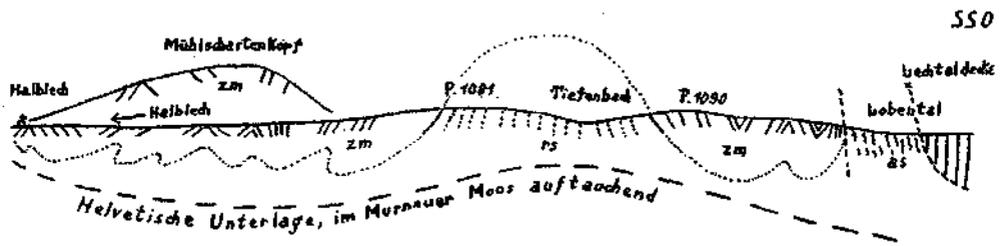


Fig. 9.

Profil durch das westliche Ammergebirge. 1 : 50.000.

rs Reiselberger Sandsteine, zm Zementmergel, as Aptychenschichten.

Weiter südlich stoßen diese dann an rote und graue Aptychenschichten, doch war die Grenze im Sommer 1922 leider durch große Gehäugerutschungen und Schlipfe völlig überdeckt, die vom Westgehänge herunterkamen und z. T. noch den Bach zudeckten, wie überhaupt im Sommer und Herbst 1922 überall das ganze Flyschgehänge in Bewegung war. Die Begehung des Weges durch die Klamm war außerordentlich mühevoll und gefährlich, da der ganze Weg mit Ausnahme kurzer Strecken völlig verschüttet und verrutscht war.

Die Zementmergel fallen nördlich der Grenze steil gegen N ein und sind stark gefaltet, die Aptychenschichten südlich der Grenze fallen ebenfalls steil nördlich ein oder stehen senkrecht.

Durch die im Halblechtal gefundenen Ergebnisse ergibt sich nun klar der Zusammenhang mit dem von Hahn aufgenommenen östlichen Ammergebirge (10).

Dort fand Hahn einen axialen Sandsteinzug, an den sich beiderseits breite Mulden von Zementmergeln anschließen. Es stimmt das ganz genau mit den von mir im westlichen Ammergebirge gefundenen Verhältnissen überein.

Der Normalbau der südbayerischen Flyschzone beginnt also am Ost- rand der Füssener Bucht.

Die nördliche Zementmergelmulde streicht von Buching über Görgeleck — Wolfskopf—Maulkopf—Hohe Bleich—Wildfeuer Berg—Hoch Schergen und über das Ammertal hinüber zur Hörnlegruppe im östlichen Ammergebirge.

Der mittlere Sandsteinzug streicht vom Bannwaldsee über Reiselberger Hütte—Schwarzenbach—Gsimseck zum Aschauer Berg und Windwurfack jenseits des Ammertales.

Die südliche Zementmergelmulde streicht von Schwangau über Jagdberg—Hennenkopf, dann südlich von Wanngraben—Klammgraben und an Unterammeregau südlich vorbei hinüber zur Aufackergruppe im östlichen Ammergebirge.

Den größten Raum nimmt die nördliche Zementmergelmulde ein, die den ganzen Zug der „Hohen Trauchberge“ bildet und hier eine Breite von 5 km erreicht. Weiter gegen O zu verschmälert sich die Mulde allmählich.

Der axiale Sattel der Reiselberger Sandsteine ist ziemlich schmal, seine Breite beträgt nur 1—2 km. Nur am Abfall des östlichen Ammergebirges zum Murnauer Moos verbreitert er sich auffallend rasch.

Die südliche Zementmergelmulde besitzt zunächst östlich von Schwangau eine Breite von zirka $1\frac{1}{2}$ km, gegen das Lobental zu verschmälert sie sich aber rasch infolge des stärkeren Vordringens der kalkalpinen Zone nach NO. Unmittelbar östlich vom Lobental beträgt die Breite nur noch 200—300 m; dann verbreitert sie sich gegen O ganz allmählich, um in der Aufackergruppe die größte Breite von zirka 2 km zu erreichen.

Es bleibt noch übrig, kurz das Verhalten der helvetischen Zone zu skizzieren. Sie zeigt das gleiche Achsenfallen zur Füssener Bucht hin wie der ostalpine Flysch, bricht aber dann nicht wie dieser zur Bucht hin plötzlich ab, sondern bildet den nördlichen Abschluß der Bucht in deren westlichem Teil. Helvetischer Flysch (Stadschiefer) tritt zum letztenmal im mittleren Steinebachtobel auf, weiter östlich ist kein helvetischer Flysch mehr vorhanden. Allein die Kreide übersetzt das Pfrontener Quertal und bildet jenseits desselben den Höhenrücken von Rehbichl, der weiter im O. die Ruinen von Eisenberg und Freyberg trägt.

Dann taucht die helvetische Kreide an der Füssener Bahnlinie bei Weizern unter die diluvialen Aufschüttungen unter, um sich nicht wieder zu erheben, die Grüntendecke bleibt zunächst verschwunden. Der ostalpine Flysch überfährt sie und reicht — wie die Verhältnisse im Ammergebirge lehren — bis unmittelbar an die Molasse heran.

Erst im östlichen Ammergebirge finden sich wieder die ersten Spuren der Grüntendecke. Fetzen von Nummulitenkalk und oberer Kreide finden sich dort vereinzelt an der Grenze von ostalpinem Flysch und Molasse.

Im großen Ausräumungsbecken des Murnauer Moores ist der ostalpine Flysch dann so weit erodiert, daß die helvetische Kreide darunter wieder hervorkommt, die isolierten Hügel inmitten des Moores aufbauend. Hahn ⁽¹⁰⁾ hat zum erstenmal ältere helvetische Kreide in diesen Hügeln nachgewiesen, die mit dunklen bräunlichen Mergeln und

Kalken beginnt, die unter Aptkalken liegen und zweifellos den Drusbergschichten entsprechen. Die Bildungen des Aptien und Albien (falls dieses vorhanden und nicht auch Gargasien ist) lassen sich nicht ohne weiteres mit den entsprechenden Bildungen bei Pfronten vergleichen.

Das Murnauer Moos zeigt sehr schön und einwandfrei, wie die helvetische Kreide unter dem ostalpinen Flysch liegt; so wie das Helvetikum im W unter den ostalpinen Flysch untertaucht, so taucht es hier infolge der Abtragung des Flysches wieder auf. Die tektonische Überlagerung geht schon daraus hervor, daß die verschiedensten Stufen des Helvetikums mit dem Flysch in Berührung kommen.

E. Der Zusammenhang von Flysch und Kalkalpen.

In dem westlichen Teil des behandelten Gebietes zwischen dem Wertachtal und der Füssener Bucht stößt der ostalpine Flysch überall an das Cenoman der Allgäu-Decke an. Die direkte Grenzfläche ist leider nirgends aufgeschlossen. Wohl gibt Reiser auf seiner Karte einen scharfen Kontakt von Flysch und Cenoman bei der Schocherssäge im Vilstal an, doch dürfte es sich bei dem „Flysch“ dort ebenfalls um Cenoman handeln. Es stoßen an dieser Stelle sehr mächtige grobe Riesenbreccien des Cenomans (aus Hauptdolomittrümmern bestehend) mit scharfer Grenze an graue kalkige Mergel, die reichlich Algen führen. Eingelagert sind in diesen Mergeln bis 10 cm dicke Bänke von harten kristallinen Kalkbreccien. Der ganze Komplex streicht N 90° O, die Schichten stehen senkrecht. Ich halte diese Mergel nicht für Flysch, sondern ebenfalls wie die Breccien für Cenoman.

Die Grenze zwischen Cenoman und Flysch dürfte, wie aus der Lagerung der Schichten überall hervorzugehen scheint, steilstehend oder vertikal angenommen werden.

Ob die Grenze normal oder tektonisch ist, konnte ich leider nirgends feststellen; es ist nicht ausgeschlossen, daß sie vielleicht normal ist, da ja die Reisersberger Sandsteine der nächstjüngere Horizont nach dem Cenoman ist, ja vielleicht sogar teilweise diesem noch entsprechen.

Den Verhältnissen nach scheint sie mir aber doch vorwiegend tektonischer Natur zu sein, eine Störungslinie in der Fortsetzung des Fensters von Jungholz dürfte beide trennen. An dieser Linie treten auch die eingeschuppten Hierlatz- und Tithonkalke am Rappenschrofen im vorderen Vilstal bei Pfronten auf.

Nordöstlich derselben fand ich, unmittelbar südlich der Vils, mittelkörnige quarzitisches Glaukonitsandsteine, die sich zwischen Reisersberger Sandsteine und Cenoman einschieben. (Auf der Karte von Reiser als Flysch bezeichnet, westlich der Bläsmühle.) Dem Flysch sind diese Gesteine nicht zuzurechnen, ich möchte sie am liebsten für helvetischen Brisissandstein halten, der hier fensterartig zutage tritt und genau in der Fortsetzung des Fensters von Jungholz liegt. Der Gesteinscharakter stimmt jedenfalls mit dem des Brisissandsteins überein, ein anderes ähnliches Gestein ist mir sonst nicht bekannt. Weitere Untersuchungen lassen die mangelhaften Aufschlüsse leider nicht zu.

Innerhalb der Füssener Bucht fehlen entsprechende Aufschlüsse naturgemäß gänzlich.

Im Ammergebirge grenzen Aptychenschichten an Zementmergel, hier liegt eine Störungslinie zwischen beiden, an der die Reiselsberger Sandsteine und das Cenoman, das östlich von Schwangau zuerst noch vorhanden ist, ausfallen. Als echte Überschiebung möchte ich aber diese Störungslinie nicht bezeichnen, ich halte sie eher für eine scharfe Anpressungslinie, längs der die fehlenden Horizonte ausgewalzt sind.

Ein unmittelbarer stratigraphischer Zusammenhang von ostalpinem Flysch mit Schichten der kalkalpinen Zone ist in meinem Gebiet nirgends vorhanden, wenn man von den kalkalpinen Geröllen absieht, die in den Reiselsberger Sandsteinen stecken.

Da die Reiselsberger Sandsteine so lange Zeit an Cenomanbildungen anstoßen, kann man daraus schließen, daß beide in irgendeinem Zusammenhang zueinander stehen. Entweder sind die Reiselsberger Sandsteine jünger wie das Cenoman oder sie sind eine diesem entsprechende, weiter nördlich abgelagerte Bildung. Für die letztere Auffassung würde die auffallende Ähnlichkeit gewisser Flyschkonglomerate Südbayerns mit den cenomanen Konglomeraten sprechen. Die in Südhayern fast überall am Südrand der Flyschzone vorhandenen Flyschkonglomerate konnte ich im Gebiet Wertach und Halblech nirgends finden; Böse ¹⁾ erwähnt zwar solche Konglomerate westlich vom Lobental, doch konnte ich dort nichts anstehend davon finden, lediglich einige herumliegende Brocken scheinen die Existenz des Konglomerates dort anzudeuten. Dabei bleibt aber die Stellung des Konglomerates westlich vom Lobenbach ganz ungeklärt, da es sich ohne Aufschlüsse nicht feststellen läßt, ob das Konglomerat dem Flysch oder dem echten Cenoman, das wenig weiter westlich ansteht, zuzurechnen ist.

Auffallend bleibt auf jeden Fall die Tatsache, daß das Flyschkonglomerat sich erst da einstellt, wo die der Allgäudecke zugehörige breite Cenomanzone des Allgäus nach O verschwindet. Man könnte so an eine Vertretung des Cenomans durch dieses cenomanähnliche Flyschkonglomerat denken. Dann würden aber auch die Reiselsberger Sandsteine zum größten Teil dem Cenoman angehören. Eine so große Menge klastischen Materials setzt aber zu seiner Entstehung auch unbedingt gewisse vorhergegangene tektonische Bewegungen voraus, die man vielleicht in der vorgosauischen Faltung erblicken könnte, die ja auch die klastische Sedimentation von Cenoman und Gosau verursacht hat.

Als die Folge dieser mittelkretazischen Bewegungen muß man wohl auch die einsetzende Sedimentation des ostalpinen Flysches ansehen, der ganz folgerichtig zunächst aus grobklastischen Sedimenten, ehen den Reiselsberger Sandsteinen, besteht, auf die dann erst später vermutlich als Folge der Transgression des Campanien die feinklastischen Zementmergel folgen.

Daß der Beginn der Sedimentation des ostalpinen Flysches bis in das Cenoman herabreicht, scheint mir durch den Fund des *Acanthoceras Mantelli* Sow. im Flysch des Wiener Waldes ⁽⁸⁰⁾ eine gewisse Bestätigung zu erfahren.

1) Böse, E. l. c.

In diesem Falle sind dann die ostalpinen Sedimente: Cenoman—Gosau—Flysch korrespondierende und z. T. altersgleiche Sedimente. Gosau und Flysch entsprechen sich auf alle Fälle.

Sind die Reiselberger Sandsteine in ihrer Gesamtheit jünger wie Cenoman, dann muß es sich bei ihrem Material z. T. wenigstens um wiederaufgearbeitetes Cenoman handeln, so daß wir in beiden gleiche Bestandteile finden können.

Weiter will ich auf diese interessanten Fragen nicht eingehen, da sie augenblicklich noch nicht zu lösen, sondern vorläufig nur problematisch zu behandeln sind; kein Wunder, wo die Erkennung der ostalpinen Zugehörigkeit des südbayrisch-österreichischen Flysches noch eine ganz neue Entdeckung ist.

F. Das Westende des ostalpinen Flysches.

Ich habe oben beschrieben, wie der ostalpine Flysch plötzlich östlich über der Wertach einsetzt, nach W also frei in die Luft ausstreicht.

So unvermittelt diese Erscheinung zunächst auch aussieht, so hat sie doch ihre Äquivalente. Die ganze oberostalpine Deckenmasse zieht sich vom östlichen Allgäu an nach SW zurück bei starkem Axialgefälle von W nach O. Infolgedessen heben sich ihre einzelnen Schuppen nach W in die Luft hinaus. Das beste Beispiel hierfür bietet ja die Hindelanger Gegend, wo man die einzelnen Randschuppen der Allgäudecke nach W in die Luft hinausstreichen sieht.

Ebenso verschwindet auch das ostalpine Cenoman zusammen mit der ersten kalkalpinen Schuppe nach W, und daß die ostalpine Flyschzone, die ja auch nur eine Randschuppe der Allgäudecke ist, sich diesem Verhalten der übrigen Schuppen anschließt, ist nichts weiter wie das ganz normale Verhalten, bedingt durch westliches Achsensteigen und Erosion.

Weiter im W habe ich noch keine Klippen von ostalpinem Flysch in helvetischem Gebiet auffinden können. Es scheint mir aber sicher zu sein, daß solche Klippen vorhanden sind. Ich erinnere mich noch von früheren Exkursionen in die Umgebung der Allgäu—Vorarlberger Klippen — ich wußte damals noch nichts von einem ostalpinen Flysch — an auffallend grobkörnige bunte Sandsteine, die nur Reiselberger Sandsteine sein können.

Ebenso fand ich früher die gleichen Sandsteine, z. T. auch größere Konglomerate, in dem Flyschzug, der auf der östlichen Seite des Illertales vom Imberger Horn über Sonnenkopf—Schnippenhorn gegen Oberstdorf streicht.

Es scheinen also auch außerhalb des Westendes des ostalpinen Flysches noch einzelne isolierte Klippen desselben zu liegen. Wahrscheinlich befinden sich solche auch noch in größerer Ausdehnung im Gebiete des Wertacher Hörnles westlich der Wertach, wo leider ein intensiver Waldbestand näheren Untersuchungen feindlich entgegentritt.

G. Die Morphologie des Gebietes.

Diese wird beherrscht durch eine der auffallendsten Erscheinungen am ganzen Alpenrand: durch die Füssener Bucht.

Während sonst dem eigentlichen Hochgebirge (über 2000 *m*) eine meist sehr breite Zone von Vorbergen vorgelagert ist, die den Gegensatz zwischen Alpen und Vorland etwas mildert, tritt zwischen Füssen und Pfronten die Ebene unmittelbar an das Hochgebirge heran, das sich sofort auf über 2000 *m* Höhe erhebt. Ich erinnere nur an das Brentenjoch (2001 *m*) bei Pfronten und an den Säuling (2048 *m*) bei Füssen, wo diese Erscheinung besonders gut hervortritt. Das Hochgebirge erhebt sich unmittelbar aus der Hochebene, 1200—1300 *m* hoch.

Auf dieser Erscheinung beruht der hervorragende landschaftliche Reiz der Gegend von Pfronten und Füssen und nicht viele Alpenansichten bieten das, was z. B. ein Blick vom Hopfensee über die Füssener Bucht hinweg auf die Alpenkette bietet. Gerade vom Hopfensee aus — inmitten der Füssener Bucht — zeigt sich in prachtvoller Weise das Fehlen der Vorbergzone. Nur eine kümmerliche einzige Rippe — der Falkensteinzug — schiebt sich zwischen Pfronten und Füssen noch vor das eigentliche Hochgebirge.

Der Blick vom Hopfensee zeigt aber auch, daß beiderseits der Füssener Bucht die Vorbergzone in breiter Ausdehnung vorhanden ist. Das Flyschgebirge des Edelsbergstockes bricht aber bei Pfronten plötzlich ab und erhebt sich erst wieder nach einer Unterbrechung von fast 20 *km* jenseits der Bucht zur nördlichen Vorlage des Ammergebirges.

Die Erscheinung der Füssener Bucht tritt so morphologisch sehr scharf hervor; man hat den Eindruck, als wäre aus dem Flyschgebirge, das die stattlichen Höhen von über 1600 *m* erreicht, ein großes Stück halbkreisförmig herausgeschnitten. Sehr gut lassen sich diese Verhältnisse auch vom Edelsberg, vom Falkenstein oder von der Landstraße nordöstlich Füssen am Bannwaldsee überschauen.

Meine Untersuchungen haben nun ergeben, daß die Anlage der Bucht tektonisch bedingt ist, freilich nicht durch Einbrüche, wie man das im ersten Augenblick anzunehmen geneigt sein könnte.

Ich habe oben bei der Tektonik hervorgehoben, daß vom Edelsberg her ein starkes Fallen der Achsen stattfindet, die ganzen Elemente senken sich also im Streichen zur Füssener Bucht hin ab, während sie vom Lech an wieder nach O ansteigen.

Es bestand also von vornherein im Bereiche der heutigen Bucht eine Depressionszone, in der die weichen Zementmergel viel tiefer herabreichten als in den Gebieten beiderseits dieser Depression.

Diese Depression findet sich nicht nur in der Flyschzone, sondern auch in der kalkalpinen Zone in sehr starkem Maße, wie Ampferer bereits betont hat ⁽³⁾.

Der Lauf des Lechs ist durch diese Depression bedingt, er folgt der tiefsten Stelle dieser, besonders in der Flyschzone, wo die tiefste Einwalmung bei Füssen liegt.

Das ausgedehnte Zungenbecken des Lechgletschers kam später genau in den Bereich der Depression zu liegen, wo die weichen Zementmergel einer Erosion nur wenig Widerstand entgegensetzen konnten. Sie wurden deshalb fast völlig entfernt, nur an der tiefsten Stelle der Depression in der Umgebung von Füssen konnten sie sich noch erhalten.

So treten uns heute in der Füssener Bucht fast nur noch die Reiselberger Sandsteine entgegen, den unmittelbaren Untergrund der Bucht bildend.

Die Erosion des Lechgletschers hat so die schon vorher angelegte Bucht herausgearbeitet, die Gegensätze verschärft, indem im trichterförmig ausgeweiteten Zungenbecken die beiderseitigen Gebirgsränder im Edelsbergstock und im Ammergebirge scharf abgeschnitten sind. Die Zementmergelmulden des Edelsbergstockes erreichen so nicht mehr den Boden des Pfrontener Tales, sondern enden in halber Höhe über dem Tal, ihre Fortsetzung ist entfernt. Erst bei Füssen erreicht diese den Boden der Bucht.

Am Schlusse nun noch einige Bemerkungen zur Morphologie des Edelsbergstockes.

Das Flyschgebiet hebt sich recht deutlich gegen die nördlich vorgelagerte helvetische Zone ab. Durch die Verschiedenartigkeit der einzelnen Kreidestufen hat diese ein außerordentlich wechselndes Relief, das ja überall in der Schweiz wie im Bregenzerwald die hohen landschaftlichen Reize des Helvetikums hervorruft.

Im Gegensatz dazu stehen die mächtigen eintönigen Flyschhorizonte, die dem Gebirge eine große Gleichmäßigkeit des Reliefs verleihen. Felswände fehlen überhaupt so gut wie ganz, dazu kommt bei der Gleichartigkeit des Gesteins auch eine gleichmäßige Bedeckung mit Vegetation, die jedem Geologen, der einmal im Flyschgebirge war, wohl bekannt ist.

So unterscheiden sich auch im Edelsbergstock die helvetische Kreide und der Flysch scharf voneinander.

Demjenigen, der durch das Vilstal wandert oder von da auf den Edelsberg steigt, fällt auf der Südseite des Stockes eine deutliche Terrasse auf, die vom Ostende des Stockes bei Rölfleiten bis hinüber gegen Jungholz zieht.

Diese Terrasse ist bedingt durch die Zementmergelhauptmulde, die den ganzen Edelsbergstock durchzieht. Über der Terrasse setzt ein steiler Anstieg zum Kamm des Edelsbergstockes ein, bedingt durch den nördlichen Zug der Reiselberger Sandsteine.

Die Terrasse tritt auch dadurch noch deutlicher heraus, daß sie vielfach Wiesenflächen trägt, während mit dem Beginn des steileren Anstiegs ein dichter Fichtenwald sich einstellt.

Unterhalb der Terrasse fällt der Edelsbergstock steiler zum Vilstal ab, bedingt durch den südlichen Zug der Reiselberger Sandsteine.

Auffallend ist auch die Senke von Langenschwand—Jungholz, die genau dem Fenster von Jungholz folgt. Dort greifen die sehr weichen Stadschiefer zwischen den harten Reiselberger Sandsteinen nach O in das Vilstal ein, einer Erosion nur wenig Widerstand bietend. Wie Reiser⁽¹⁵⁾ nachweisen konnte, floß ein Zweig des sich weiter im N stauenden Wertachgletschers durch diese Senke zum Vilstal hin ab.

Nördlich der Senke erhebt sich steil der Reuterberg, dem plötzlichen Einsetzen des ostalpinen Flysches mit Reiselberger Sandsteinen entsprechend, während sich südlich der Senke ebenfalls ein steilerer Anstieg zur Sandsteinklippe des Steinerbergs vollzieht.

Der Lauf der Vils biegt nach Durchbrechung der verschiedenen kalk-alpinen Schuppen unvermittelt nach ONO gegen Pfronten ab. Er stellt sich zunächst vom „Hangenden Schrofen“ ab auf die Schubfläche zwischen dem ostalpinen Cenoman der Kienbergsschuppe und den helvetischen Gesteinen des Fensters von Jungholz ein; nach dem Ende des Fensters folgt er dann der Grenzfläche zwischen dem Cenoman und dem südlichen Reiselberger Sandsteinzug des Edelsbergstockes. Von Pfronten ab fließt die Vils — bedingt durch die gebirgseinwärts sich allmählich verstärkt geltend machende Erosion des Lechglätschers — wieder gebirgseinwärts, um nach einem schicksalreichen und wechselvollen Lauf endlich den Lech zu erreichen.

Bonn a. Rh., 15. Jänner 1924.

Literaturverzeichnis.

- (1). Ampferer, O., u. Hammer, W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrbuch. d. k. k. Geol. R. A. Wien 1911.
- (2). Ampferer, O., Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verh. d. Geol. Staatsanstalt Wien 1921.
- (3). Boden, K., Geologische Beobachtungen am Nordrand des Tegernseer Flysches. Geogn. Jahresh., 23. Jahrg., München 1920.
- (4). Boden, K., Der Flysch im Gebiete des Schliersees. Ebenda, 25. Jahrg. 1922.
- (5). Boden, K., Tektonische Fragen im bayrischen Voralpengebiet. Centralbl. f. Min., Geol., u. Pal. 1922, Nr. 12 u. 13.
- (6). Cornelius, H. P., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien. 1921.
- (7). Gumbel, C. W., Geognost. Beschreibung d. bayr. Alpengebirges. Gotha 1861.
- (8). Fink, W., Der Flysch des Tegernseer Gebietes mit besonderer Berücksichtigung des Erdölvorkommens. Geogn. Jahresh. München 1903.
- (9). Hahn, F. F., Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 64, 1912.
- (10). Hahn, F. F., Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Ebenda, 66, 1914.
- (11). Heim, Arn., Der Grünten im Allgäu. Festschr. Alb. Heim, Zürich 1919.
- (12). Heim, Arn., Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. Ecl. geol. Helv., Vol. 18, 1923.
- (13). Kockel, C. W., Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit, Mitt. d. geol. Ges. Wien 1922.
- (14). Kockel, C. W., u. Richter, Max, Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1924.
- (15). Reiser, K. A., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geogn. Jahresh. München 1920, 1922, 1923.
- (16). Richter, Max, Die nordalpine Flyschzone zwischen Vorarlberg und Salzburg. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1922, Nr. 8.
- (17). Richter, Max, Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien 1922.
- (18). Richter, Max, Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein. Mitt. d. geol. Ges. Wien 1924.
- (19). Steinmann, G., Geol. Beobachtungen in d. Alpen. Teil II, Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg 1905.
- (20). Toulou, F., Ein Ammonitenfund im Wiener Sandstein des Kahlengebirges bei Wien. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, Bd. II.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	135
A. Die helvetische Kreide- und Flyschzone	136
a) Die Kreide der Grüntendecke östlich der Wertach	137
1. Barrême und unteres Apt	137
2. Oberes Apt und Albien	138
3. Cenoman	138
4. Obere Kreide	139
b) Der Flysch der Grüntendecke östlich der Wertach	140
1. Die Stadschiefer	141
2. Die Oberzollbrücker Sandsteine	142
c) Der Flysch der Bregenzerwalddecke	143
Reichenbachtobel	143
Edelsberg	145
d) Ultrahelvetische Schubfetzen	147
e) Unterostalpine Schubfetzen	149
B. Die ostalpine Flyschzone	149
1. Die Reiselsberger Sandsteine	151
2. Die bunten Zwischenschichten	152
3. Die Zementmergel	152
C. Die Unterschiede zwischen helvetischem und ostalpinem Flysch	156
D. Die Tektonik des Gebietes	157
E. Der Zusammenhang von Flysch und Kalkalpen	171
F. Das Westende des ostalpinen Flysches	173
G. Die Morphologie des Gebietes	173
Literaturverzeichnis	176

Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuße der Niederen Tauern.

Von Andreas Aigner.

Fast den ganzen Südrand der Niederen Tauern entlang sind tertiäre Schichten verbreitet. Sie erfüllen das Becken des Lungau, dann Teile des Talzuges, der nördlich des Murtales diesem parallel von W nach O zieht, und treten sonst noch in einzelnen Resten im oberen Murgebiet auf. Weiter östlich folgen dann die ausgedehnten Tertiärablagerungen des Judenburg-Knittelfelder Beckens und damit in Verbindung jene des W—O gestreckten Beckens Ingeringtal—Seckau—Marein. Vereinzelt Vorkommen weiter östlich ergeben Beziehungen zum Tertiär der weiteren Umgebung von Leoben. Das Judenburg-Knittelfelder Tertiärbecken steht nach S in Verbindung mit dem Tertiär von Obdach—Lavanttal.

Von allen diesen Tertiärablagerungen sind jene des oberen Murgebiets und des Beckens Ingering—Seckau—Marein am wenigsten bekannt. Die Kenntnis dieser Vorkommen beruht vor allem auf den älteren Forschungen von Morlot¹⁾, Rolle²⁾ und Stur³⁾, die von Österreich⁴⁾ teilweise ergänzt wurden.*) In erster Linie mit diesen beschäftigt sich die vorliegende Arbeit. Sie wurde veranlaßt durch geomorphologische Untersuchungen in den Niederen Tauern und in dem südlich vorliegenden Gebirge, wofür dem Verfasser wiederholt Unterstützungen der Akademie der Wissenschaften in Wien zuteil wurden.**)

Mit den tertiären Ablagerungen sind vielfach diluviale Schotter räumlich vergesellschaftet. Da die tertiären Schichten zum Teil in Form von Konglomeraten ausgebildet sind, ist die Trennung beider von Wichtigkeit gewesen. Darüber hinaus wurde auf das Diluvium hier nicht näher eingegangen.

I. Lungau.

Die Hohen Tauern und der westliche Teil der Niederen Tauern brechen gegen Osten an einer SSW—NNO streichenden Linie, die übrigen Niederen Tauern im allgemeinen an einer W—O streichenden Linie gegen niedrigeres Land ab. Im Winkel zwischen beiden Linien liegt die beckenartige Weitung des Lungaus. Am besten ausgeprägt ist dieses Becken zwischen dem westöstlichen Lauf der Taurach und dem Südrand der Niederen Tauern. Bei Mariapfarr hat es eine nord-südliche Erstreckung von fast 8 km und bleibt mit einer Erhebung bis zu höchstens 1300 m um weit mehr als 1000 m hinter der Höhe der Tauernkämme zurück. Weiter gegen Ost verschmälert sich diese Niede-

*) Die neue Arbeit von Petrascheck⁵⁾ erschien erst nach Abschluß der vorliegenden Studie und konnte daher erst nachträglich berücksichtigt werden.

***) Die Veröffentlichung dieser Arbeit erfolgt mit Bewilligung der Akademie der Wissenschaften.

rung, um dann östlich von Tamsweg in der Gegend von Sauerfeld allmählich zwischen größeren Erhebungen auszuweichen. Dieser Raum, (vom Liegnitztal bei Mariapfarr bis Sauerfeld) ist größtenteils von Neogenablagerungen erfüllt, die fast überall aus einer Hülle von diluvialen Ablagerungen hervortreten. — Ein zweites, wenig ausgedehntes Vorkommen, auf das zuerst Österreich hingewiesen, liegt im Murtales oberhalb Tamsweg zwischen Unternberg und Pischdorf am rechten Ufer des Flusses.

Das Hauptvorkommen zwischen Liegnitztal und Sauerfeld.

Bei oberflächlicher Betrachtung fallen hier die Flußschotter auf. An allen Feldrändern liegen große Haufen von Geschieben und Geröllen, die dem Bemühen des emsigen Landwirts, die Felder zu reinigen, ihr Dasein verdanken. Auch in den Wäldern tritt der Schotter zutage oder wir finden aus dem dicht mit Vegetation bedeckten Boden zahllose moosbedeckte Blöcke verschiedener Größe hervorschauen. Erst an den Gehängen der von den Tauernbächen (Liegnitz-, Göriach- und Lessachbach) und östlich von Tamsweg von kleineren Gerinnen eingerissenen Schluchten finden sich größere Aufschlüsse, die einen Einblick in den Aufbau gewähren. Die größten Aufschlüsse aber sieht man schon von der Bahn am rechten Ufer der Taurach von der Haltestelle Lintsching abwärts bis südlich von Wölting. Außerdem finden sich noch viele vereinzelte kleine Aufschlüsse, die nur zu leicht übersehen werden können. Überall erkennt man, daß das Tertiär aus zwei Schichtgliedern besteht, nämlich: 1. aus Schiefertone und feinsandigen Schiefere und 2. aus Konglomeraten; dies wurde ja auch schon von Stur und Österreich hervorgehoben.

Das Konglomerat besteht fast ausschließlich aus Glimmerschiefer- und Phyllitgeröllen; nur im östlichen Verbreitungsgebiet (südwestlich von Wölting und östlich vom Tamsweg im Sauerfeld) sind daneben auch andere kristallinische Gesteine an der Zusammensetzung beteiligt. Die Gerölle sind meist klein (Haselnuß- bis Hühnereigröße), nur untergeordnet finden sich auch große Geschiebe, vereinzelt auch Blöcke, ohne daß eine auffällige Sonderung nach der Korngröße zu bemerken wäre. Manchmal finden sich auch Sandsteinzwischenlagerungen, die z. B. östlich von Lintsching auch kleine Braunkohlenschmitzen enthalten. Die Gerölle sind fast durchwegs sehr flach. Sie sind durch ein mit Brauneisen stark rostig gefärbtes Bindemittel fest verkittet und zeigen selbst eine solche braune Rinde. Der Verwitterung hält das Bindemittel besser stand und man kann oft die Gerölle mit den Fingern zerhockeln, während der von ihnen eingenommene Hohlraum erhalten bleibt. Oft ist die Verwitterung, anscheinend bei größerem Gehalt an Chlorit, so weit gediehen (z. B. in den Aufschlüssen rechts der Taurach gegenüber St. Andrä), daß man schwer erkennt, daß es sich um ein verwittertes Konglomerat handelt. Manchmal, an nicht aufgeschlossenen Gehängen, sieht man nur Gesteinssplitter, die sich nur schwer von den Splintern anstehenden Gesteins unterscheiden lassen; nur gelegentliche deutliche Rundung und dazwischen Vorkommen von unzweifelhaften Geröllen oder auch von Trümmern noch nicht zerfallenen Konglomerates geben Aufschluß über die wahre Herkunft der Splitter. Alle diese Merkmale verleihen dem Konglomerat eine solche Eigenart, daß es sich auffällig von den diluvialen Ablagerungen unterscheidet.

Ich fand dieses Konglomerat im Liegnitztale mehrfach nördlich von Zankwarn bis in die Gegend des Weilers Liegnitz, dann in einem ganz kleinen Vorkommen unmittelbar südöstlich von Mariapfarr, dann in weiterer Verbreitung nordöstlich und östlich von Lintsching, in zahlreichen größeren und kleineren Aufschlüssen bei St. Andrä und im Göriacher Tale nahezu bis gegen Vordergöriach. *) Auch in dem Raume zwischen unterstem Göriacher und Lessachtal finden sich Spuren davon. Oberhalb des Weilers Lasa ist das Konglomerat in mächtiger Entwicklung in einem Steilhang sichtbar und unzweifelhafte Spuren lassen sich noch höher hinauf gegen den Wiesberg bis etwa 1400 m Höhe verfolgen. Höher hinauf finden sich im Gehängeschutt noch kleine Gerölle, doch dürften diese dem Grundmoränenmaterial einverleibt sein. Auch im untersten Lessachtale tritt Konglomerat an einzelnen Stellen hervor und östlich davon findet man noch mehrfach Kleinschotter. Der Raum zwischen der Taurach und der Straße von Tamsweg nach Mauterndorf dürfte hauptsächlich davon aufgebaut sein, wie die ununterbrochene Folge von Aufschlüssen an dem von der Taurach geschaffenen Steilrand dartut; diluviale Schotter bilden darauf nur eine dünne Decke. An dem Fahrweg, der von Tamsweg auf die Haiden führt, ist ein schwach verfestigter Schotter aufgeschlossen, von dem ich nicht mit Sicherheit die Zugehörigkeit zu unserem Konglomerat behaupten möchte. Weiter gegen Osten an den Nordhängen des Leisnitztales und in den dort eingeschnittenen Schluchten finden sich wiederholt mächtige Konglomeratfelsen, und in mehr oder weniger deutlichen Aufschlüssen konnte ich diese Ablagerung bis gegen Plaschützer (Atzmannsdorf N) verfolgen. Stur sagt, daß das Konglomerat nach Ost bis zum Schloßberg reiche (Spez.-K. „Zechner in Schloßberg“). Ob auch auf der Südseite dieses Tales Konglomerate anstehen, konnte ich nicht mehr feststellen, doch scheinen einige aus der Ferne gesehene Aufschlüsse darauf hinzuweisen.

Während diese Konglomerate aus fließendem Wasser abgelagert sind, müssen wir in der anderen Gruppe Absätze aus stehenden Gewässern sehen. Es handelt sich um graue bis graublau Schiefertone, ziemlich fest, zum Teil grob gebankt, zum Teil feinschiefrig; auch mergelige Lagen finden sich. Weit verbreitet sind feinsandige, graugelbe, feinschiefrige Gesteine, manchmal auch durch Brauneisen verfestigt. Pflanzenreste finden sich häufig, doch sind bisher keine Funde gemacht worden, die eine genaue Bestimmung erlauben würden. In großer Mächtigkeit sind diese Schichten aufgeschlossen bei St. Andrä und im unteren Göriacher Tal. Ganz kleine Aufschlüsse fand ich am Weg von Mariapfarr nach Göriach (zwischen Bacher und Poinseit), im unteren Lessachtal, von wo Stur auch ein Braunkohlenflötz erwähnt, mehrfach auf der Haiden (vgl. auch Österreich). Ein von mir seinerzeit südöstlich von Mariapfarr an der Bahnstrecke gefundener Aufschluß in blaugrauem Ton, der heute nicht mehr zu sehen ist, gehört vielleicht auch hierher. Nach mündlichen Mitteilungen von Einheimischen sollen in der

*) Nachträglich fand ich noch einen Rest von Konglomerat im Weißbriachtale nordwestlich von Bruckgarn.

Gegend von Wölting zwei Schürfe auf Braunkohlen bestanden haben; eine diesbezügliche Anfrage an das zuständige Revierbergamt in Wels blieb unbeantwortet. *)

Sehr häufig findet man im Gehängeschutt Stückchen von Schiefertone (z. B. an den Westgehängen des unteren Lessachtals). Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß diese Gruppe der tertiären Gesteine eine weite Verbreitung besitzt, nur eben weniger aufgeschlossen ist als die Konglomerate. Ein großer Teil davon ist aber sicher der Ausräumung durch fließendes Wasser und durch die eiszeitlichen Gletscher anheimgefallen.

Die Lagerungsbeziehungen zwischen den Konglomeraten und Schieferton sind nicht durchwegs leicht klarzustellen. Stur nimmt an, daß die Schiefertone im allgemeinen von den Konglomeraten überlagert werden, diese zum Teil aber auch unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen. Österreich neigt mehr dazu, eine wiederholte Wechsellagerung zwischen beiden Schichtgruppen anzunehmen. Deutlich ist die Lagerungsbeziehung nach meinen Beobachtungen nur in den tiefsten sichtbaren Schichten bei St. Andrä und im unteren Görriacher Tal. Hier kann man deutlich eine Wechsellagerung feststellen, aber so, daß in höheren Lagen die Konglomerate immer mehr zurücktreten. Im Sauerfeld sieht man unten nur Konglomerate, und zwar unmittelbar auf dem Grundgebirge aufruhend; höher herauf gegen die Haiden treten wieder nur die Schiefer hervor, so daß man hier nicht den Eindruck einer Wechsellagerung gewinnt.

Eine Lösung dieser Frage könnte nur durch eine genaue Feststellung der Schichtlagerungen in den einzelnen Aufschlüssen gewonnen werden. Dazu eignen sich aber nur die großen Aufschlüsse; bei den meisten kleinen können verlässliche Feststellungen nicht gemacht werden. Dazu kommt, daß bei den Konglomeraten die genaue Bestimmung der Lagerung nur dann möglich ist, wenn schichtweise ein Wechsel der Korngröße auftritt, so wenn Sandsteinschichten dazwischen liegen. Oft fehlt den Konglomeraten eine solche Schichtung; da die Gerölle auch meist unregelmäßig gelagert sind, stößt die Bestimmung des Streichens und Fallens auf Schwierigkeiten. Wo die Konglomerate mächtige Felsen bilden, kann diese Feststellung öfters wegen Unzugänglichkeit nicht mit der nötigen Genauigkeit durchgeführt werden.

Im allgemeinen ergibt sich folgendes tektonisches Bild. Auf der Nordseite des Leisnitztales zeigen die Konglomerate verschieden steiles Einfallen gegen SW; am rechten Taurachufer (von St. Andrä bis südwestlich von Wölting) vorwiegend W-Fallen (genaue Bestimmung hier nicht möglich gewesen). Die Schiefertone des unteren Görriachtales fallen schwach gegen W, die Pflanzenschiefer zwischen Bacher und Poinst unter 25° gegen WSW. In den Aufschlüssen am Ausgang des Görriacher Tales erkennt man aber vorwiegend N- und NO-Fallen. An einer Stelle zeigt ein Sandstein mit Schnüren von Kleinschotter und Zwischenlagen von blättrigem Schiefertone und einem 5 cm mächtigen Braunkohlenflözchen starke tektonische Beeinflussung. Die Schichten

*) Seit wenigen Monaten ist im unteren Lessachtale ein kleiner Schurf in Betrieb, in dem bisher ein kleines Kohlenflöz angefahren wurde. Näheres ist mir nicht bekannt.

sind fast senkrecht aufgestellt, sind mannigfach gebogen und verknittert, im ganzen nach NNO fallend. Alle diese Erscheinungen deuten auf eine stärkere Störung in dieser Gegend hin.

Österreich erklärt den „beständigen Wechsel“ der Fallrichtung aus der Einwirkung einer späteren Störung auf die „stete Aufeinanderfolge von Schichten aller verschiedenster Konsistenz“ und aus dem Druck, den die Gletscher ausgeübt haben.

Ich habe den Eindruck, daß hier die Tertiärschichten von intensiven Störungen betroffen wurden und der Wechsel der Fallrichtung scheint mir vielmehr auf Störungslinien hinzuweisen. Freilich mehr läßt sich, wenigstens bis jetzt, aus den Beobachtungen im Tertiär nicht sagen. Vielleicht ergeben sich einmal aus genauen Aufnahmen im Grundgebirge sichere Schlüsse auf diese jungen Störungen.

Bei dieser Unfertigkeit des tektonischen Bildes bleibt auch die Frage, ob auch noch in höheren Lagen Konglomerate und Schiefer wechselagern, ungeklärt. Über die Lagerung der Konglomerate im Liegnitztale und oberhalb Lasa konnte nichts festgestellt werden. Mit Rücksicht auf die Wahrscheinlichkeit beträchtlicher allgemeiner Störungen ergeben sich daher auch aus ihrer Lage in größerer Höhe keine Schlüsse auf ihre Einfügung in den gesamten Schichtkomplex.

Die Fazies unserer Tertiärschichten steht im Widerspruch mit der Nähe des Hochgebirgs. Wenn auch das Konglomerat nicht frei von größeren Geschieben ist, so ist die Korngröße doch im Durchschnitt viel geringer als bei den diluvialen und rezenten Schottern; sie können keinesfalls einem Hochgebirge entstammen. Ferner ist noch hervorzuheben, daß diesen Konglomeraten nicht nur die Kalke der Radstädter Tauern fehlen, sondern auch die Gesteine des unmittelbar nördlich aufragenden Gebirges der Niederen Tauern, eine Tatsache, die z. B. gerade bei den Konglomeraten im Liegnitztale besonders auffällt. Es ist daher nicht richtig, wenn Österreich sagt, die Konglomerate stammen aus den Lungauer Quertälern. Dieselben Glimmerschiefer und Phyllite finden sich in einem schmalen Streifen am Südrande der Tauern und besonders weiter südlich. Diese mit den gegenwärtigen Verhältnissen in Widerspruch stehende Zusammensetzung der Konglomerate wird auch weitere Schlüsse auf die Entwicklungsgeschichte der Landoberfläche ermöglichen. Jedenfalls ist die Meinung Österreichs, daß damals die Taurach von Mauterndorf durch das Tal von Neuseß nach Süden zur Mur floß, nicht erörterbar, weil dabei bestimmte Talformen der Gegenwart mit Ablagerungen in Beziehung gesetzt werden, die unter ganz anderen topographischen Verhältnissen entstanden sind. Leider erlaubt die ungenügende Kenntnis der tektonischen Verhältnisse keine bestimmten Schlüsse auf die Mächtigkeit des gesamten Tertiärs und im besonderen der Seeablagerungen. Daß aber die Mächtigkeit nicht gering ist und war, kann keinem Zweifel unterliegen. Sollten weitere Untersuchungen einmal darüber und über die Frage der Wechsellagerung zwischen Konglomeraten und Schiefen genauere Aufklärungen bringen, so würden sich daraus auch Schlüsse auf tektonische Vorgänge während der Ablagerung des Tertiärs ergeben.

Diesen Neogenschichten stehen in unserem Gebiet jüngere Ablagerungen gegenüber, die unzweifelhaft zum Diluvium zu rechnen sind. Sie erfüllen das Taurachtal, liegen in dem Winkel zwischen Taurach und Mur auf den tertiären Konglomeraten, ja sind auch sonst meistens über diesen zu finden. Die Hochflächen nordwestlich und östlich Marienparrs sind von ihnen gebildet; sie sind östlich Wölting und im Sauerfeld verbreitet. Sie bilden lockeren Schotter von durchwegs grobem Korn. Sie sind immer unverwittert und nirgends zeigen die Gerölle eine von Brauneisen gefärbte Rinde. Die Gesteinsgesellschaft ist äußerst mannigfaltig — auch Kalke fehlen nicht — und sie zeigen darin im Gegensatz zu den tertiären Konglomeraten ihre Herkunft aus den Tauern. Vielfach sind die Gerölle unvollkommen gerundet und oft findet man deutlich glazial bearbeitete, gekritzte Geschiebe.

Weithin sind die Gehänge mit Grundmoränenmaterial bedeckt; schöne Moränenaufschlüsse findet man westlich von Fanning am Ausgang des Weißbriachtales. Ich habe in meiner Arbeit über die eiszeitliche Vergletscherung des Murgebiets⁶⁾ von Moränen im Raume zwischen Liutsching und St. Andrä-Wölting und Litzeldorf gesprochen. Ich muß dies nun berichtigen. Es liegt hier südlich der Taurach eine ausgedehnte Terrasse vor, die, wie schon gezeigt, hauptsächlich von Konglomerat aufgebaut wird. Darüber liegen Schotter, anscheinend fluvioglaziale. Die Oberfläche zeigt reiche glaziale Gestaltung; die Formen sind aber glaziale Erosionsformen. So sind auch die von mir damals als Drumtins gedeuteten Formen nördlich der Taurach bei Mariaparr zu deuten. Auch sie haben einen Kern von tertiärem Konglomerat.

Das ganze von tertiären und diluvialen Bildungen erfüllte Gebiet ist terrassiert. Die unterste Terrasse (I) ist eine Schotterterrasse (Baustufe); sie begegnet uns bei Mauterndorf (auch der von Schwemm-
kugeln überlagerte Talboden von Neuseß gehört ihr an), dann mehrfach Taurach abwärts. Sie ist die einzige Terrasse, deren Oberfläche keine glaziale Bearbeitung zeigt. Sie ist also jung postglazial. Alle höheren Terrassen zeigen mehr oder weniger die Wirkungen glazialer Erosion. Dies macht die Parallelisierung getrennter Terrassenstücke zum Teil unsicher. Die nächsthöhere Stufe (II) ist zwischen Taurach und Mur (zwischen St. Andrä und Litzeldorf); dazu gehören Terrassenreste bei Mariaparr. Die nächsthöhere (III) wird gebildet durch die Hochflächen nordwestlich von Mariaparr (Δ 1182), die tiefere Stufe zwischen unterem Liegnitz- und Görtschachgraben, durch Flächen bei Lasa, dann nordöstlich von Wölting und einzelne Stufen an den Abhängen der Haiden. Am Aufbau dieser und der vorhergehenden Terrasse sind sowohl tertiäre Ablagerungen als auch diluviale Schotter beteiligt. Da meines Wissens diese höher hinauf nicht mehr auftreten, wäre es möglich, daß die Terrasse III wenigstens zum Teil eine Aufschüttungsterrasse ist. Man müßte sie als Überbaustufe im Sinne Hilbers⁶⁾ bezeichnen. Ob die Terrasse II auch als solche oder als Grundstufe zu bezeichnen ist, hängt davon ab, ob die diluvialen Schotter eine einheitliche Masse darstellen oder weiter gegliedert werden können, wofür meine Beob-

achtungen nicht ausreichen. *) Die Tatsache, daß die Terrasse III glaziale Bearbeitung zeigt, macht es wahrscheinlich, daß die Schotter interglazial sind. Denn es ist ziemlich ausgeschlossen, daß ein Stadialgletscher sich noch über diese Terrassen ausgebreitet hat. **) Über III tritt eine Stufe (IV) mit rund 1240 m Höhe deutlich hervor. Sie ist gut ausgeprägt in der breiten Flur bei Poinst am Fahrweg von Mariapfarr nach Göriach, dann in einer höheren Flur ober Lasa und westlich von Haiden. Auf ihr treten keine diluvialen Schotter mehr auf; sie ist eine Grundstufe im Tertiär und Grundgebirge. In größerer Höhe treten auch noch Stufen auf, doch ist ihre Zusammenfassung recht willkürlich. So könnte man eine Stufe sehen in dem Rücken der Haide und weiter östlich in rund 1300 m Höhe; ihr würden auch am Abhang des Wiesbergs und nordwestlich von Poinst noch kleinere Stufen zuzurechnen sein. Diese Stufe ist auch im Tertiär und Grundgebirge ausgebildet. Höher hinauf finden sich noch zahlreiche kleinere Gehängestufen, die wohl meist der Glazialerosion ihre Entstehung verdanken und keine Parallelisierung erlauben.

Vorkommen im Murtale.

Österreich sagt, daß hier im Schutze der Gletscherbifurkation (Murtal und Sattel bei Pichlern Thomatal) sich ein Streifen von Tertiär erhalten habe. Er erwähnt einen geschieferten Mergel mit feinen Kiesstreifen, von Moräne überlagert, und daran anschließend ein Triaskalke führendes Konglomerat, das eine höhere Lage einnimmt als der Mergel und einen schärfer ausgeprägten Rücken zusammensetzt.

Ich fand den Mergel in einer Ziegelei am Wege von Pischelsdorf nach Flatschach aufgeschlossen und konnte hier ein S- bis SO-Fallen der Schichten (25—40°) feststellen, während Österreich von O- bis NO-Fallen spricht. Vielleicht hat Österreich einen anderen jetzt verfallenen Aufschluß (solche finden sich mehrere) vor sich gehabt, oder lag eine verrutschte Partie vor, was leicht möglich ist, wenn der Aufschluß nicht wie der von mir besuchte tiefer in die Schichten hineingegraben war. Eine Bedeckung mit Moränen konnte ich nicht feststellen, ich sah nur Schotter und Lehm.

Nördlich des Weilers Pichl fand ich das von Österreich erwähnte reichlich Kalke führende und auch durch ein kalkiges Zement verfestigte Konglomerat. Die Korngröße ist sehr verschieden, auch Blöcke finden sich darin. Über die Lagerung läßt sich nichts aussagen, da in dem kleinen Aufschluß die Schichtung nicht zu sehen ist. Dieses Konglomerat ist ziemlich weit verbreitet; es scheint mir sicher, daß es jünger ist als der Mergel.

Weiter nordöstlich beim Eingang in den Spitzinggraben ist ein schwach verfestigter (eisenschüssiges Bindemittel) Kleinschotter aufgeschlossen. Er führt nur kristalline Schiefer und auch kristalline Kalke,

*) Spuren jüngerer fluvioglazialer Schotter sehe ich in einem Vorkommen etwas westlich von St. Andrä und im unteren Göriacher Graben, etwas unterhalb von Vordergöriach.

**) Bei Zankwarn (nördlich von Mariapfarr) fand ich in dem in III eingeschnittenen Liegnitztale Seitenmoränen (auch gut aufgeschlossen), die sicher auf einen stadialen Gletscher hinweisen, der hier nicht mehr sehr dick gewesen sein kann.

aber keine aus den Radstädter Tauern. Ob diese vom früher beschriebenen Konglomerat verschiedene Zusammensetzung nur auf örtliche Einflüsse zurückzuführen ist, mag dahingestellt bleiben. Die Lagerung ist anders als beim Mergel; ich konnte 30° N-Fallen feststellen, wobei ich eine Verrutschung nicht für wahrscheinlich halte.

Wie groß der Anteil dieses Schotters und des Konglomerats an dem von Österreich erwähnten Rücken ist, kann nicht entschieden werden; daher bleibt es auch fraglich, ob diese 40 m hohe Terrasse (als solche muß man den Rücken bezeichnen) eine Bau-, Grund- oder Überbaustufe ist.

II. Gebiet des Ranten-, Katsch- und Wölzer Tales.

Vorkommen in der Krakau.

Bei Seebach vereinigt sich der Rantenbach mit dem Seebach und fließt nun in einem weiten trogförmigen Tal, dessen Nordhänge besonders steil sind. Oberhalb Seebachs durchfließt der Rantenbach eine lange enge Schlucht, über der sich der von 1200 bis 1300 m ansteigende Talboden der Krakau ausdehnt und der über dem früher genannten Trog bei Seebach mit einer Stufenhöhe von rund 250 m als hängendes Tal ausmündet. Diesen Eindruck gewinnt man von Lersenberg (Seebach N). In Wirklichkeit besteht dieser Talboden aus vielen verschieden geneigten, zum Teile deutlich glazial gestalteten Flächen, die aber alle durch die Steilhänge der vom Etrach- und Rantenbach eingeschnittenen Schlucht abgeschnitten werden. Wo der Rantenbach vom Norden her in das nordöstliche Tal eintritt, ist eine zungenbeckenartige, von jungen Schwemmkegeln erfüllte Weitung. Südöstlich davon liegt inmitten reichlich glazial gestalteten Geländes der kleine Schattensee. Weiter westlich beim Weiler Fiegler haben wir eine Fortsetzung des Talbodens der Krakau. (Eine nähere morphologische Beschreibung paßt nicht in den Rahmen dieser Arbeit.)

Dieser Krakauer Talboden besteht aus Schottern, die das Grundgebirge, meist Glimmerschiefer und krystallinische Kalke überlagern. Rolle hat dies bereits festgestellt; dagegen spricht Österreich von einer „stolzen Moränenterrasse“, die das nördliche Ufer des Krakaubaches krönt, was den Tatsachen widerspricht. Der Schotter ist überwiegend Kleinschotter, nur untergeordnet finden sich größere Geschiebe. Die Gerölle liegen in einem ockerigen Sand, der manchmal auch stärker hervortritt. Die Verfestigung ist nicht bis zu einem Konglomerat gediehen, doch immerhin so groß, daß die stark verwitterten, hauptsächlich aus Glimmerschiefer bestehenden Gerölle, leicht herausgenommen werden können, ohne daß die von ihnen eingenommene Höhlung zusammenfällt. Wo keine Aufschlüsse vorhanden sind, sieht man nur Glimmerschiefersplitter und sandigen Grus, so daß man zweifeln kann, ob man nicht ein Verwitterungsprodukt anstehenden Gesteins vor sich hat; doch eine kleine Grabung zeigt die wahre Herkunft. Rolle spricht von deutlicher Schichtung; ich konnte keinen Aufschluß finden, aus dem man erkennen könnte, ob die Ablagerung gestört liegt oder nicht. Einen abweichenden Charakter haben die Schotter der Terrasse bei den Fiegler-Höfen. Hier sieht man

überwiegend große Geschiebe und auch das ockerige Zwischenmittel fehlt; es handelt sich wohl um eine andere, wahrscheinlich jüngere Ablagerung.

Der Krakauer Kleinschotter reicht auf der Südseite des Tales an den Abhängen des Wadschobers bis rund 1400 *m* empor, ohne daß hier eine Beziehung zu Terrassen festgestellt werden könnte. Dies Hinaufreichen des Schotter über die Höhe der Terrassen zeigt deutlich, daß zwischen Schottern und Terrassen kein genetischer Zusammenhang besteht; die Terrassen sind daher als Grundstufen zu bezeichnen. Ihre Fluren zeigen deutliche glaziale Bearbeitung, so besonders bei Oberetrach und bei Krakaudorf. Auch die niedrige Wasserscheide gegen das nach O ziehende Schödertal zeigt dies. Der ursprüngliche Talboden der Krakau erfuhr eine glaziale Umgestaltung und die einzelnen Fluren verraten durch ihre unregelmäßige Anordnung und ihre Ähnlichkeit mit den häufig höher an den Gehängen auf Grundgebirge auftretenden Leisten die Entstehung durch Gletschererosion; dabei haben manche sicher später noch durch Wasserwirkung und Bodenbewegungen eine mehr oder weniger starke Veränderung erfahren.

Moränen fand ich am schon erwähnten Schattensee, doch konnte ich hier keine Beziehung zu den Schottern feststellen. Grundmoräne ist an der neuen Straße, die von Seebach nach Krakaudorf führt, entblößt. Man sieht darin neben großen Geschieben auch Gerölle des Krakauer Schotter. Dasselbe konnte ich feststellen in Grundmoränen bei Dörfel (Ranten ONO) und bei Rinegg (Schöder SSO).

Aus allem geht hervor, daß der Schotter der Krakau mindestens älter als die letzte große Vereisung ist; das früher stärker von diesen Schottern erfüllte Tal erfuhr eine bedeutende glaziale Ausräumung. Man könnte an ein interglaziales Alter denken; doch spricht dagegen die geringe Korngröße, der von den sonstigen diluvialen Schottern, z. B. des Lungaus, abweichende Gesamtcharakter und nicht zuletzt die 250 *m* hohe Mündungsstufe der Krakau, die zur Zeit der Ablagerung des Schotter noch nicht bestanden haben kann und auch sicher nicht erst in der letzten Eiszeit entstanden ist, wenn man sie überhaupt glazial erklären will, was kaum angehen dürfte. Ich halte daher den Krakauer Schotter für eine voreiszeitliche Bildung.

Vorkommen südlich von Schöder.

Durch Rolle und Stur ist ein Tertiärvorkommen bekanntgeworden, das in dem heute nur durch ein kleines Bächlein nach N entwässerten Verbindungstal zwischen Katsch- und Rantental und in einer östlich in das Grundgebirge eingebetteten Bucht liegt; ein kleiner Rest findet sich am westlichen Gehänge (südwestlich von Schöder). Zu den Darstellungen der heiden Forscher ist wenig hinzuzufügen.

Die Ablagerung besteht hauptsächlich aus einem Konglomerat, aber auch aus einem schwach geschiefertem mürben Sandstein, wie er häufig im Bereich des Judenburg-Knittelfelder Beckens sich findet. Die Ablagerung führt Braunkohlen, auf die auch geschürft wurde. (Gegenwärtig bestehen in der Gegend einige Schürfstollen auf Kohlen, die nach dem

Gutachten von Wünschelrutengängern weit in das Grundgebirge hineingetrieben wurden!) Das Konglomerat wird von Stur und nach ihm von Österreich als sehr grob bezeichnet; ich fand aber in einer kleinen Schlucht bei Rinegg ein Konglomerat von viel feinerem Korn. Rolle betont den örtlichen Charakter der darin vertretenen Gesteinsgesellschaft. Österreich hält es für eine Ablagerung eines aus den Niederen Tauern kommenden Gewässers. Ich möchte diese Ansicht nicht mit solcher Bestimmtheit aussprechen. Wesentlich ist nur, daß es, wenn im ganzen auch etwas gröber, nach der Art des Bindemittels, der Festigkeit, der Verwitterung und Form der Gerölle, ganz den Charakter der im Lungau verbreiteten Konglomerate besitzt. Die Ablagerung ist stark gestört. Stur spricht von steilen nördlichen Einfallen; ich fand daneben auch Fallen gegen NW. Unzweifelhaft sind die vorhandenen Schichten nur ein kleiner Rest einer früher weiter verbreiteten Ablagerung.

Vorkommen nördlich von St. Peter am Kammersberg.

Rolle erwähnt aus der Gegend St. Peter eine dünne Schichte einer dunkelziegelroten, eisenschüssigen lehmigen Masse und sieht darin eine Andeutung eines Tertiärvorkommens. Ich fand dort einen Glimmerschiefer, der zum Teil ein solches Verwitterungsprodukt liefert. Weiter im NNO steht in einer kleinen Seitenschlucht des Eselsberger Baches ein dem Murauer Paläozoikum angehöriger Tonschiefer an, der bei der Verwitterung ebenfalls stark rot gefärbten Lehm liefert. Ein Anzeichen für ein Tertiärvorkommen liegt also nicht darin.

Dagegen sieht man von St. Peter am nördlichen, höher oben sehr steilen Gehänge in einem Wasserriß eine größere Entblößung, darunter reichliche Spuren von Bodenbewegungen. Beim Aufstieg zu jener Entblößung sieht man im Gehängeschutt kleines Gerölle, aber bald auch große Blöcke. Im Wasserriß selbst findet man unten zuerst mächtige Glimmerschiefer- und Phyllitblöcke, zum Teil Riesenblöcke, mit geringen Spuren einer Beförderung im Wasser. Bald trifft man Stücke eines Konglomerats und höher oben stößt man auf eine aus diesem gebildete Wand, über die ein Bächlein in einem kleinen Wasserfall herabstürzt. Das Konglomerat besteht aus Blöcken, mehr oder weniger gut gerundeten Geschieben, aber auch kleinen Geröllen, alles wirt durcheinander, wie bei einer Wildbachablagerung und durch ein sandig-toniges Zwischenmittel fest verkittet; Hohlräume finden sich darin nicht. Bänke von dazwischengelagertem Sandstein zeigen die Schichtung an, die ein Einfallen nach N mit ungefähr 30° aufweist (genaue Messung war nicht möglich, weil diese Bänke kaum erreichbar waren). Die Gesteine stammen sowohl aus den Tauern als aus dem Murauer Paläozoikum. — Höher hinauf finden sich nur ganz kleine Aufschlüsse, in denen Kleinschotter und grauer, an Glimmer reicher Sandstein, aber auch Spuren von Schiefer-ton zutage treten. Oben, wenig unter dem Rand der südlich des Vogelbühels gelegenen Hochfläche, sieht man Glazialdiluvium, das sich über die unzweifelhaft tertiäre Ablagerung wie über das Grundgebirge breitet.

Wir sehen also hier wieder eine tertiäre Schichtfolge, die am Gehänge in einer Höhe von fast 200 m hervortritt. Wesentlich ist, daß darin auch

Ablagerungen aus stehendem Wasser nicht fehlen. Auch östlich von dem genannten Wasserriß findet man die Spuren des Tertiärs, bis dann Glimmerschiefer ansteht, der ebenfalls Nordfallen zeigt, wenn auch unter einem geringeren Winkel. Nach W konnte ich Schotter verfolgen bis zum Ganser (Feistritz N), aber nicht geschlossen, da dazwischen mehrfach das Grundgebirge zum Vorschein kommt. — Dasselbe Konglomerat fand ich auch weiter in NO in der Schlucht des Eselsberger Grabens und eines westlichen Seitenbaches; Rolle erwähnt es auch von hier. — Aus dem Ganzen geht hervor, daß hier nördlich von St. Peter weithin tertiäre Schichten am Aufbau der „Pöllau“ genannten Hochfläche beteiligt sind, nur meist verdeckt von Block führendem Glazialdiluvium. Auch hier haben sicherlich diese neogenen Schichten, besonders wahrscheinlich die oberen, aus weichen Gesteinen bestehenden Teile eine bedeutende Ausräumung erfahren, was natürlich für die Entwicklung der Landschaftsformen von Bedeutung wurde.

Das Kalkkonglomerat des Wölzer Tales.

Unmittelbar östlich schließt an das soeben besprochene Tertiärvorkommen das bekannte Kalkkonglomerat des Wölzer Tales an, das vom Ofnerberg (Sporn zwischen Eselsberger und Hinteregger Graben) nach O bis zum Schloß Rotenfels bei Oberwölz zieht und hauptsächlich das rechte Talgehänge aufbaut. Es ist von Rolle und Stur eingehend beschrieben worden und ist hier nichts Neues an Beobachtungen hinzuzufügen. Österreich faßt es als Ablagerung eines bedeutenderen Flusses auf. Rolle hat mit Recht den örtlichen Charakter der Gesteinszusammensetzung betont. Die ganz verschieden starke Rundung der Geschiebe wie auch deren wechselnde Größe scheint mir mehr für Ablagerung aus rasch fließenden Bächen zu sprechen. Der allgemeine Charakter der Ablagerung ist dem des Konglomerats von St. Peter sehr ähnlich, nur daß große Blöcke fehlen. — Die Schichten zeigen beträchtliche Störung, vorwiegend ist NW-Fallen. Bemerkenswert ist, daß das Konglomerat im O gleichzeitig mit dem Murauer Paläozoikum scharf abschneidet, wahrscheinlich an einer Störungslinie. Am Ofnerberg schneidet es im Westen wieder scharf ab, und zwar hoch über dem Konglomerat von St. Peter, das tief unten in der Schlucht des Eselsberger Grabens ansteht. Es scheint mir naheliegend, diese Bildungen für gleich alt zu halten, da sie sich fast nur durch die örtlich bedingte Gesteinszusammensetzung unterscheiden. Ist dies richtig, dann muß aber zwischen beiden eine Störungslinie durchgehen. — Rolle hält das Wölzer Konglomerat für diluvial, was bereits Stur widerlegt hat.

Schotter an den Mündungen des Eselsberger, Hinteregger und Schöttl-Grabens.

Wo der Eselsberger Graben auf die Hochfläche von Pöllau ausmündet, bei Dörfel, liegt über den tief eingerissenen Schluchten ein alter Talboden in rund 1100 m Höhe. Auf ihm findet sich, an mehreren Stellen aufgeschlossen, eine Ablagerung von kaum verfestigtem Schotter und Sand, ganz ähnlich wie in der Krakau, wesentlich verschieden aber von dem Konglomerate von St. Peter; von einer Schichtstörung ist nichts zu sehen.

Viel höher oben, in rund 1300 *m*, fand ich in dem von den Greimwiesen herabziehenden Graben an der Umbiegungsstelle einen ockerigen, sandigen Lehm mit kleinen schlecht gerundeten kristallinen Geröllen. Ein Zusammenhang mit dem Schotter bei Dörfel besteht nicht. Ich halte diese Ablagerung für älter als die bei Dörfel, aber für jünger als das Konglomerat von St. Peter.

Über den Mündungsschluchten des Hinteregger und Schöttl-Baches liegen in ungefähr 1000 *m* Höhe und auch noch höher Reste von Stufen. Sie erwähnt auch schon Rolle; er bat auch ihre teilweise Bedeckung mit Geröllen und auch mit feinem Quarzsand erwähnt. Über der Mündung des Hinteregger Grabens fand ich auch Geschiebe aus dem Wölzer Kalkkonglomerat, das somit einmal auch weiter im N verbreitet gewesen sein muß. — Diese Ablagerungen sind jedenfalls denen bei Dörfel gleich alt.

III. Spuren von Neogenablagerungen im Murtales und bei Neumarkt.

Westlich von Triebendorf (Murau ONO), am Wege zum Lechner fand ich ein kleines Konglomeratvorkommen. Flache Geschiebe aus Gneis und grünen Schiefen der Umgebung sind durch ein sandig-kalkiges Bindemittel verkittet. Von einer Störung konnte ich an dem kleinen Vorkommen nichts wahrnehmen.

Rolle und Stur erwähnen aus dem Waltersbachgraben bei Unzmarkt einen Tegel. Diluvial ist er nicht, da ich in diesem Graben viel höher oben noch Blockablagerungen des Murgletschers fand.

Die Ablagerungen der Umgebung von Neumarkt sind seit Rolle nicht mehr eingehend beschrieben worden. Seiner Darstellung glaube ich entnehmen zu können, daß dort neogene Ablagerungen ziemlich stark verbreitet sind und sich manche Analogien zu anderen neogenen Ablagerungen des oberen Murgebietes ergeben dürften. — Österreich erwähnt vom Einschnitt des Lambrechtsbaches eine nach S einfallende Serie von Schotter, Konglomerat und Letten; er hält sie für posttertiär, was mir keineswegs sicher erscheint.

IV. Tertiärvorkommen am Südrande der Seckauer Tauern.

Die größte räumliche Ausdehnung und die bedeutendste Schichtmächtigkeit besitzt das inneralpine Tertiär im Judenburg-Knittelfelder Becken. Ein Rest dieser Ablagerung liegt im Pölstale bei Unterzeiring; von Sauerbrunn im Murtales oberhalb Judenburgs (am Fuße des Pölschals) erwähnt Morlot ein ganz kleines Vorkommen tertiären Konglomerats. Ein selbständiger Streifen neogener Schichten erstreckt sich vom Ingeringtal über Seckau gegen St. Marein. Er ist vom großen Hauptbecken getrennt durch einen von W nach O an Höhe abnehmenden, aus Kristallin aufgebauten Zug von Bergen (Hölzelberg 1589 *m*, Flatschacher Schlag 1363 *m*, Dremmelberg 1195 *m*, Eichberg 751 *m*, Sulzberg 689 *m*), der an drei Stellen von Flüssen durchbrochen wird; östlich des Dremmelberges ist auch der unmittelbare Zusammenhang zwischen den Neogenablagerungen des inneren und des Hauptbeckens nachgewiesen. Östlich der Feistritz zieht eine talartige Senke gegen

Kraubath, in der sich auch noch Tertiär findet, fortgesetzt noch durch eine kleines Vorkommen bei St. Stephan; diese Senke ist vom Murtal getrennt durch die aus Serpentin aufgebaute Erhebung des Gulsenberges (930 m). Östlich der Mur sind neogene Schichten noch in Spuren vorhanden im Preggraben und auf dem Lichtensteiner Berg (St. Stephan S).

Während das Tertiär des Hauptbeckens gut erforscht ist (mangelhaft wohl noch auf der Südseite), ist über jenes des inneren Beckens nur wenig bekannt geworden; ich möchte daher die Meinung Österreichs, daß auch hier die Schichtfolge: Mergelschiefer, Lehm, Sand und Schotter, vorliege, nicht für gerechtfertigt halten. Geringe Zerschneidung, starke Bodenbewegungen bedingen die Seltenheit größerer Aufschlüsse und erschweren die Trennung der einzelnen Schichtglieder sehr. So ist die Feststellung der Schichtfolge unsicher.

Im Ingeringbecken reicht das Tertiär sicher bis zum Vorwitzbach; Doch dürfte auch die Talweiterung zwischen Wasserberg und Bischofffeld durch Ausräumung der weichen Tertiärschichten bedingt sein. Die von Norden kommenden Seitenbäche haben breite, stark geneigte Schwemmkegel aufgebaut (besonders der Vorwitz- und der Gradnerbach), die aber von den Bächen wieder zerschnitten sind. An den dazwischen aufragenden Hügeln sieht man überall Gerölle, ohne daß man etwas Sicheres erkennen könnte, welcher Ablagerung diese entstammen. Erst am Nordrand des Beckens, unmittelbar am Abfall der kristallinen Höhen tritt das Tertiär zutage. Der größte Aufschluß ist bei einem 1923 in Betrieb gestandenen Schurf auf Braunkohlen (bei H von Haubmann der Spez.-K.). Hier sibt man von grobem Schotter überlagert Schieferton, 10—20° nach O bis SO fallend; eingelagert sind vier Flötze einer zum Teil muscheligen, zum Teil schiefrigen Braunkohle. Von hier nach WNW findet man mehrfach Kleinschotter und auch Stücke des später zu besprechenden Seckauer Sandsteins, zuletzt neben Schotter auch Trümmer von Schieferton beim Gehöft südwestlich vom Hausberger, also unmittelbar am Steilhang gegen den Vorwitzgraben. Vom Braunkohlenschurf gegen OSO fand ich beim Madl Kleinschotter, beim Wieser an dem SW-Abfall einer kleinen Grundgebirgskuppe wie angeklebt Seckauer Sandstein; dazwischen traf ich, allerdings nur im Gehängeschutt, an den Wänden eines Hohlweges Trümmer eines Kalkes mit Abdrücken von Kongerien und Paludinen (nähere Bestimmung, falls an den Stücken möglich, steht noch aus). Das Gehänge darüber bis zu den kristallinen Steilhängen ist so stark verrutscht, daß vom Anstehenden nichts wahrgenommen werden kann; es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß hier dieser Kalk, der also wohl den ebenfalls Kongerien führenden Mergelschiefern des Hauptbeckens zu parallelisieren ist, ansteht. Leider läßt sich keine Lagerungsbeziehung zum Sandstein feststellen.

Die vom Schwemmkegel des Gradnerbaches eingenommene Mulde ist im Osten abgeschlossen durch einen Steilrand, über den man auf eine Hochfläche emporsteigt, die sich gegen Seckau abdacht. Auf dieser Fläche sieht man große, meist schlecht gerundete Geschiebe aus den Seckauer Tauern. Aufschlüsse finden sich am Ostrande dieser Fläche, und zwar unmittelbar nördlich und südlich des Klosters. Es liegen hier dieselben Geschiebe in einem graubraunen, sandig-erdigen Zwischen-

mittel. In geringerer Zahl finden sich auch gut gerundete kleine Gerölle mit rostig gefärbter Verwitterungsrinde; diese scheinen den Tertiärschottern zu entstammen und sich hier auf sekundärer Lagerstätte zu befinden. Die Art der Ablagerung und die Form der Hochfläche westlich von Seckau zeigt, daß hier ein mächtiger Schuttkegel vorliegt, dessen Spitze bei der Ausmündung des Gradnerbaches in das Becken gewesen sein dürfte. Seckau selbst liegt aber bereits in einer in diesen Kegel flach eingeschnittenen Talmulde. Weiter südlich am Nordabhang des Dremmelberges hat sich der rechte Quellbach des Kobenzer Baches ein Tälchen eingeschnitten. An dessen steilem Nordhang fand ich im Gehängeschutt Spuren von Braunkohlen und Schiefer-ton. Es liegt also unter dem Schuttkegel, den ich für diluvial halte, jedenfalls Tertiär.

Unweit nördlich des Klosters liegt der große Sandsteinbruch, in dem der Baustein für die Seckauer Domkirche gewonnen wurde. Man findet hier einen verschieden stark durch Brauneisen gefärbten und verfestigten Sandstein, der aber auch Quarzgerölle bis zur Haselnußgröße enthält. Einzelne Schichten bestehen aus sehr feinem, viel weniger verfestigtem Sand, zum Teil sind auch Schichten von schiefrigem mürben Sandstein eingelagert. Im hangenden Teile des Aufschlusses liegt, anscheinend auf erodierter Fläche, grober Schotter durch ein sandig-lehmiges Zwischenmittel nicht so weit verfestigt, daß man von einem Konglomerat sprechen könnte. Es findet sich aber unmittelbar daneben in höherer Lage wieder Sandstein, so daß ich den Eindruck gewann, daß der grobe Schotter wieder vom Sandstein überlagert wird. Auch höher oben am Gehänge beim Lampelbauer und etwas nordöstlich davon auf dem schmalen Rücken östlich des Aiblgrabens stehen noch feinkörnige Schichten an; ich fand bis mindestens 1000 m Höhe neben kleinen Geröllen Stücke von Schiefer-ton, eisenschüssigen und grauen Sandschiefer in braungelbem Lehm, der wohl das Verwitterungsprodukt dieser Schichten darstellt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß hier ein Ablagerungsrest einer Schichtgruppe vorliegt, die den Braunkohlen führenden Schiefer-tonen des Ingeringgebietes entspricht; in diesem Falle würde der Seckauer Sandstein die tiefere Gruppe, der Schiefer-ton die höhere der tertiären Schichten sein, wofür auch die Lage der Reste des Seckaner Sandsteines im Ingeringgebiet sprechen würde. — Im Seckauer Steinbruch liegen die Schichten deutlich gestört, und zwar zeigen sie ein Fallen nach SSW—SW mit 10° — 15° .*)

Weiter östlich finden sich noch einige kleine Aufschlüsse im Tertiär, das sich bis gegen den Kumpitzgraben auszudehnen scheint. Östlich von diesem schneidet wieder ein Steilrand einen großen Schuttkegel im Westen ab. Seine Spitze liegt bei der Ausmündung des Kumpitzgrabens; abwärts dehnt er sich bis zum Eichberg aus, es sei denn, daß auch hier jüngere Flächen herausgeschnitten wären, was sich aber nicht mit genügender Deutlichkeit ergibt. Auf dieser Hochfläche sieht man überall wie auf jener von Seckau meist schlecht gerundete Gerölle und Geschiebe. Südöstlich vom Wirtshaus Schmidt ist an der Straße ein

*) Petrascheck⁹⁾ faßt den Sandstein am N-Rande des Beckens als Vertreter des Liegendsandsteines von Fohnsdorf, dagegen jenen im Steinbruch unweit des Klosters als zu den hangenden Schichten gehörig auf.

Aufschluß, in dem ein dem schwach verfestigten Schotter im Hangenden des Seckauer Steinbruches wenigstens äußerlich entsprechender Schotter liegt. — Westlich der Ausmündung des Kumpitzgrabens, am Weg von Bregeter zum Madl, fand ich im Gehängeschutt Gerölle mit brauner Verwitterungsrinde, wie sie den tertiären Schottern eigen ist; wahrscheinlich entstammen sie als letzte Reste einer bereits weggeräumten Tertiärablagerung.*)

Von Ost her zerschneiden den zuletzt besprochenen Schuttkegel die westlichen Seitentälchen des Leisingbaches. Hier fand ich wieder unzweifelhafte Spuren von Tertiär, und zwar nördlich des Eichberges in einem kleinen Aufschluß typisch tertiäre Gerölle und Stücke von mürbem schiefrigen Sandstein und weiter nördlich nahe dem Gebirgsrande (am stark verrutschten Gehänge westlich von Mayer am Berg) zahlreiche Spuren von braunem Sandschiefer und Tertiärgeröllen. Morlot sagt, daß bei der oberen Kirche von St. Marein (gemeint ist St. Marthen) in einem 75 Fuß tiefen Brunnen unter Schieferton Braunkohlen erbohrt wurden, und meint, daß auch fester Molassesandstein hier vorkommen müsse, aus dem die gotische Kirche von St. Marein erbaut ist. Westlich dieser Kirche ist ein kleiner Aufschluß in Sandstein, der ganz einzelnen Teilen des Seckauer Sandsteins entspricht. Unzweifelhaft liegt also hier überall Tertiär vor. Dazu möchte ich auch den groben Schotter rechnen, der beim Edlinger, nicht weit nördlich von St. Marthen, aufgeschlossen ist und der in bezug auf Korngröße und Verfestigung wieder dem groben Schotter im Seckauer Steinbruch entspricht. Westlich abwärts und dann auch am Gehänge westlich von St. Marein tritt Kleinschotter zutage, ganz vom Charakter der tertiären. Er setzt die Erhebung St. Marthen-St. Marein zusammen, die mit scharfem Steilrand gegen den ausgedehnten, sicher diluvialen Schuttkegel der Feistritz absetzt. Erst östlich der Feistritz finden sich wieder Spuren von Tertiär, und zwar beim Kreuz neben Pöllermayer (Dürnberg NW) faustgroße Gerölle in rötlichbraunem Sand und gleich östlich davon feiner, grauer, schwach verfestigter Sand, wie er auch im Seckauer Sandstein eingelagert gefunden wurde. Weiter östlich an der niedrigen Wasserscheide zwischen Toring- und Leisingbach sieht man wohl noch vereinzelt Gerölle und Spuren des oben genannten Sandes, doch ist mir weder hier noch im Tale des Leisingbaches selbst ein Aufschluß im Tertiär bekannt.**) Doch sprechen für das Vorkommen von Tertiär bei Laas die weichen Geländeformen mit den reichen Spuren von Bodenbewegungen, denen gegenüber sich die kristallinen Höhen im Norden und die aus Serpentin bestehenden im Süden mit steilen Hängen herausheben. Am nördlichen Gehänge tritt in etwas über 800 m Höhe eine ausgedehnte Terrasse hervor, jedoch ohne Bedeckung mit Gerölle.

In der talartigen Längsfurche am Südfuße der Seckauer Tanern liegen also tertiäre Ablagerungen, deren Zusammengehörigkeit nicht be-

*) Nach Petrascheck liegt weiter östlich am Gebirgsrande (beim Vorlasser beginnend) wieder Sandstein, ein Vorkommen, das mir unbekannt geblieben ist.

**) Am Ostende des Leisingtales beim Grabler fand Petrascheck Tertiär mit schwach nördlichem Einfallen und führt aus dem Toringgraben einen Kohlenfund an. Es ist also die besprochene W—O-Furche sicher von Tertiär erfüllt.

zweifelt werden kann. Wenn die von mir bei Seckau angenommene Schichtfolge für das gesamte Becken gelten sollte, so fällt die Tieflage der Schiefertone bei St. Marein gegenüber der Hochlage bei Seckau und nördlich Bischofffelds auf; es besteht wohl die Möglichkeit, daß hier eine Verwerfung vorliegt.*) Sonst kann über die Tektonik des Tertiärs nicht viel gesagt werden; wo gute Aufschlüsse vorhanden sind, findet man die Schichten gestört.

Das Tertiär ist meist von Schuttkegeln überlagert, deren Mächtigkeit nicht groß anzuschlagen ist. Ihre Höhenlage ist sehr verschieden. Die tiefsten sind die des Feistritzbaches, des Gradner- und Vorwitzbaches; an ihrem diluvialen Alter wird man nicht zweifeln können. Wesentlich höher liegt der von Farrach und noch höher jener von Seckau. An dem diluvialen Alter halte ich mit Rücksicht auf die Übereinstimmung zwischen Bau und Oberflächenform auch für diese höher liegenden fest, doch entsprechen sie jedenfalls verschiedenen Phasen des Diluviums. Nordöstlich von Bischofffeld finden sich stellenweise über dem Tertiär oder auch auf Grundgebirge kleinere Partien von Schottern diluvialen Charakters und auch noch Reste von schiefen, von den Schottern gebildeten Flächen. Man gewinnt den Eindruck, daß hier Reste ausgedehnter diluvialer Schotterkegel vorliegen; welche Folgerungen sich daraus auf die jüngste Entwicklung der Täler ergeben, werde ich an anderer Stelle erörtern.

Zum Schlusse noch einige Worte über Schuttbildungen im Gaalgraben, auf die mich mein Freund Prof. Dr. Stiny aufmerksam gemacht hat. Dieses Tal ist von Wasserberg aufwärts bis fast zum Gehöft Straßer sehr eng; hier aber weitet es sich plötzlich. Auf dem nördlichen Gehänge, zu beiden Seiten des Karlbaches bis ungefähr 1000 m Höhe, trifft man mächtige Schuttmassen, die meist aus schlecht gerundeten Geschieben und Geröllen bestehen. Westlich vom Karlbach fallen viele große Blöcke auf. Manche sind kantig und haben rauhe Flächen, andere zeigen Rundung und Glättung. Bei der Umbiegung des Gaalgrabens mündet von SW ein kleines Tälchen (von einem Sattel südöstlich des Schöntalberges kommend) und von W das Roßbachtal. Beide münden in höherem Niveau, das letztere in rund 1270 m Höhe, mit ganz ebenen breiten, mit Schutt bedeckten Talböden. Die Hänge dieser Stufenmündungen gegen das Haupttal sind durchwegs mit Schutt bedeckt, in dem man Blöcke bis zu Hausgröße findet. Der Roßbach hat sich in den Schutthang eingeschnitten, hat aber keine Schlucht gebildet, denn die Erosion hat sichtlich mit lebhaften Bodenbewegungen zu kämpfen. Nordöstlich von  1261 fand ich unter den kantigen rauhen Blöcken aber auch unzweifelhafte Gletscherblöcke. Im Talgrund wird der Bach abwärts von einem Punkte oberhalb des Reimmüller von Schuttegelterrassen überragt, die sich abwärts bis zum Straßer verfolgen lassen. Diese stehen unzweifelhaft in Verbindung mit schönen Endmoränen, deren einzelne Hügel sich taleinwärts bis zum Bergmann verfolgen lassen, wo dann ein deutliches Zungenbecken folgt. Mehrere kleine, schöne Aufschlüsse und die vorzüglich geglätteten und geschrammten Granitblöcke lassen keinen Zweifel an der Moränennatur zu. — Aus

*) Eine solche nimmt übrigens auch Petrascheck im Kühbergergraben an.

dem Ganzen ergibt sich eine Zweiteilung der jungen Schuttmassen des Gaalgrabens. Die jüngere Gruppe ist unzweifelhaft glazial und fluvio-glazial oder wenigstens diesem Gletscherstand zeitlich entsprechend — der Charakter der älteren Gruppe ist nicht so klar. Die Gletscherblöcke nordöstlich von \odot 1261 sprechen für eine ältere mächtigere Vergletscherung und man könnte versucht sein, die genannten schuttbedeckten hängenden Talböden auf eine Stauung durch einen Gletscher zurückzuführen. Richter⁷⁾ nimmt ein Gletscherende beim Oberwieser (nordwestlich vom Straßer) an; doch scheint mir dies nicht ganz sicher. Die vielen großen, kantigen Blöcke der ganzen Gegend möchte ich auf Bergstürze zurückführen. In der Nähe des Reinmüller fand ich auch einen Aufschluß, der mit Sicherheit darauf hinweist. Ich möchte noch bemerken, daß das Talgefälle zwischen den sicheren Endmoränen und Straßer ein sehr großes ist und habe den Eindruck, daß sowohl die älteren als die jüngeren Schuttmassen gerade an diesen Gefällsbruch, den man nicht durch Glazialerosion erklären kann, geknüpft sind. Wie Stiny⁸⁾ gezeigt hat, zieht durch den Gaalgraben eine west-östliche Störungslinie, an der wohl noch junge Schollenbewegungen stattgefunden haben. Ich halte es für möglich, daß solche Bewegungen hier noch bis ins Diluvium angedauert und die Störung im Gefälle des Haupttales und die Stufenmündung der Seitentäler verursacht haben. In diesem Zusammenhang möchte ich auch hervorheben, daß der diluviale Seckauer Schuttkegel und die entsprechenden Schuttkegelreste weiter nordwestlich den Ingeringbach um fast 200 m überhöhen, was sonst nirgends im Murgebiete, außer noch im Lungau, zu beobachten ist.

Zusammenfassung.

Die tertiären Ablagerungen am Südrande der Niederen Tauern zeigen trotz mancher Verschiedenheiten doch einen ziemlich einheitlichen Charakter in Schichtfolge und Fazies. Die Ablagerungen aus fließendem Wasser zeigen ausgesprochen örtlichen Charakter und lassen keinen Schluß auf einen größeren, das ganze Gebiet durchziehenden Fluß zu. Die Konglomerate und Schotter haben vorwiegend feineres Korn als es der Nähe des Hochgebirges entspricht und vielfach fehlen ihnen die Gesteine aus den Tauern, ja man gewinnt mehrfach den Eindruck von Gewässern, die gegen das heutige Hochgebirge ihren Lauf nahmen. Die oberen Schichtgruppen bestehen anscheinend vorwiegend aus Ablagerungen aus stehenden Gewässern, Schichten, die sicher eine sehr bedeutende Ausräumung erfahren haben; sie beweisen das Vorhandensein ausgedehnter Seen, deren nähere Zusammenhänge sich im einzelnen nicht mehr feststellen lassen. Die Tertiärschichten sind überall gestört, zum Teil sehr bedeutend; dies und der Gegensatz zwischen der Fazies und der heutigen Topographie zeigt mit Deutlichkeit, daß die Bildungszeit der Tertiärschichten von der Zeit der Entwicklung der gegenwärtigen Gebirgsoberfläche durch eine Kluft geschieden ist. Für die Beurteilung des geologischen Alters haben sich mir im Ingeringgebiet Anhaltspunkte durch den Kongerienfund gegeben, übrigens hat man auch schon früher nicht an der Altersgleichheit der Schichten im Ingering-Seckauer Gebiet mit jenem im Judenburg-Knittelfelder Becken gezweifelt.

— Die Parallelisierung der weiter westlich liegenden Tertiärvorkommen mit denen von Fohnsdorf wird gestützt durch die schon von Rolle betonte Ähnlichkeit des Fohnsdorfer Liegendkonglomerats mit den Konglomeraten von Rottenmann (Schöder S), die wieder den Lungauer Konglomeraten völlig gleichen.*) Anders sind die Konglomerate von St. Peter und Oberwölz, die man wohl als gleich alt betrachten darf, beschaffen; doch werden die von St. Peter von Schiefertönen überlagert, weshalb ich annehme, daß sie den tieferen Horizonten der ganzen Schichtfolge angehören. Eine Parallelisierung mit den faziell ähnlichen Konglomeraten im Hangenden des Seckauer Steinbruches hat wieder die Schwierigkeit, daß diese eine wenig mächtige Einschaltung darstellen, während die St. Peter-Konglomerate allem Anscheine nach so wie die Oberwölzer unmittelbar dem Grundgebirge aufliegen. Ich halte daher an der Überzeugung fest, daß die gesamten Tertiärablagerungen des oberen Murgebietes im ganzen derselben Zeitepoche angehören und daher als miozän zu betrachten sind. Ob Stur Recht hat, wenn er die Schichten von Fohnsdorf und auch fast alle Ablagerungen des oberen Murgebietes für jünger hält als die Schichten von Leoben, Aflenz, des Mürztales usw., oder ob alle diese inneralpinen Tertiärvorkommen als untermiozän zu betrachten sind, wie fast alle späteren Forscher annehmen, soll hier nicht erörtert werden.

Unzweifelhaft jüngere Bildungen sind die Schotter der Krakau, dann jenersüdlich des Greim, ferner die an den Mündungen des Eselsberger, Hinteregger und Schöttl-Grabens; wahrscheinlich gehören sie ins Pliozän. Das Alter der kalkführenden Konglomerate bis Fischelsdorf oberhalb Tamsweg bleibt unklar. — Außerdem wurden noch besonders im Lungau, in der Gaal und bei Seckau-S. Marein ausgedehnte Diluvialschotter ausgeschieden.

Schriftennachweis:

- 1) Morlot, A. v., Erläuterungen zur geologisch bearbeiteten VIII. Sektion der Generalquartiermeisterstabs-Spezialkarte von Steyermark und Illyrien. Wien 1848.
- 2) Rolle Fr., Die Braunkohlengedilde bei Rottenmann, Judendorf und St. Oswald und die Schotterablagerungen im Gebiete der oberen Mur. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., 7. Jahrg. 1856.
- 3) Stur D., Die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., 14. Jahrg. 1864.
- 4) Österreich K., Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., 49. Bd. 1899.
- 5) Aigner A., Eiszeitstudien im Murgebiete. Mitteil. d. Naturwiss. Ver. f. Steierm. Jahrg. 1905.
- 6) Hilber V., Taltreppe, Graz 1912.
- 7) Richter E., Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitteil. Erg.-H. 132. 1900.
- 8) Stiny H., Beziehungen zwischen Talnetz und Gebirgsbau in Steiermark. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 131. Bd., 1922.
- 9) Petrascheck, W., Kohlengologie d. österr. Teilstaaten. VI. Braunkohlenlager der österr. Alpen. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrbuch, Bd. 72, H. 1.

*) Der Ausdruck „Fohnsdorfer Liegendkonglomerat“ ist nach den Ausführungen von Petrascheck nicht zutreffend. Petrascheck führt aber Konglomerate in Wechselagerung mit Mergelsandsteinen am S-Rande des Judenburg-Knittelfelder Beckens an. Diese besitzen (südlich von Großlobming, südlich von Gubernitz) eine große Ähnlichkeit mit den Konglomeraten bei Rottenmann und jenen des Lungaus. NW von Glein scheinen sie unmittelbar dem Grundgebirge aufzuliegen.

Studien in den Kohlengebieten des westlichen Oberösterreich.

Von Dr. Gustav Göttinger.

(Mit 2 Tafeln und 3 Figuren im Text.)

Den geologischen Untersuchungen über die Kohlenvorkommen des westlichen Oberösterreich seien einige Ergebnisse der langjährigen feldgeologischen Aufnahmen kurz vorausgeschickt, welche vom Verfasser bei der Neuaufnahme der angrenzenden Spezialkartenblätter Mattighofen, Tittmoning, Salzburg und Ried-Vöcklabruck gewonnen wurden.

I. Allgemeine geologische Verhältnisse.

Die Flyschzone nördlich von Salzburg ist bekanntlich keine einheitliche Kette; sie ist vielmehr durch Breschen in Einzelberge aufgelöst (Haunsberg, Buchberg, Tannberg, Irrsberg). Die Breschen entstanden unter Berücksichtigung eines vielleicht schon präglazial angelegten Durchgangsreliefs infolge glazialer Erosion des Salzachgletschers und sind heute mit Moränen erfüllt. Der W-O-streichende, in steile Antiklinalfalten zuweilen (Lengfelden, Haunsberg) gelegte Oberkreideflysch mit seiner am Nordrand eintretenden Anlagerung von Nummuliten- und Glaukonitsandstein-Eozän ist an den randlich stark gefalteten Schlier angepreßt, ihn wohl in der Tiefe überschiebend.

Der Schlier tritt nahe dem Flyschrand bei Weitwörth und in der unteren Oichten und entlang der Salzach hei und unterhalb Oberndorf auf.

Es verdient aber besonders hervorgehoben zu werden, daß nordwärts das nächste, durch Erosion bloßgelegte Schliervorkommen erst am Inn oberhalb Braunau erscheint, worüber besonders F. E. Sueß¹⁾ berichtet hat.

Alle anderen Tone, sandigen Tone, Tegel, Tonschiefer, Mergel, welche in dem weiten Gebiet des westlichen Innkreises bis zur Salzach als „Schlier“ angegeben wurden, sind nicht Schlier, sondern gehören dessen Hangendem an. Gümhel²⁾ bezeichnete den ganzen Komplex im Hangenden des vorwiegend untermiozänen Schliers und der mittelmiozänen Kirchberger Schichten (=Oncophora Schichten) als „obere Süßwassermolasse (obermiozän—pliozän).“

¹⁾ Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, 1891, Bd. VI, Heft 3/4, S. 407—429.

²⁾ Gümhel, Die Miocänablagerungen im oberen Donaugebiet. Sitzungsber. d. math. nat. Kl. d. Bayer. Akad. d. Wiss. 1887, besonders S. 288, auch: Geognostische Beschreibung des bayer. Alpengebirges und seines Vorlandes, 1861, S. 758 ff.

Ich möchte den Begriff etwas enger fassen und dazu vor allem die Tone und tonigen Sande (untergeordnet Quarzschotter) zählen im Hangenden der Oncophora-Schichten und des Schliers und im Liegenden des unterpliozänen, mächtigen Quarzschotters des Hausruck und Kobernauser Waldes.

Daß die Tone dieser Gruppe nicht marin sind, sondern vorwiegend limnisch, beweist die Abwesenheit von marinen Versteinerungen, das öftere Auftreten von Blattresten (vgl. unten), das Vorkommen von Kohlen und die Einschaltung von fluviatilen Quarzschottern, sogar in den tieferen Partien der Gruppe. Diese Quarzschotter unterscheiden sich nicht von den unterpliozänen Hausruckschottern im Hangenden der Tone. Zur genaueren Kenntnis dieser oberen Süßwassermolasse haben einige tiefere Bohrungen in den letzten Jahren, wie aus dem folgenden erhellen wird, beigetragen.

Im nordöstlichen Kobernauser Wald schalten sich zwischen den Schlier und die obere Süßwassermolasse bzw. die Quarzschotter die Oncophora-Sande ein, welche den Kirchberger Schichten Bayerns entsprechen.

Besonders die Gegend zwischen Henhart und Polling zeigt deutlich die Auflagerung der Oncophora-Sande auf den Schlier von Henhart und das Hervortreten der Oncophora-Sande unter den Quarzschottern.

Sehr klar ist auch das Profil NO von Simbach in Bayern vom Schlier über die Oncophora-Sande zur Quarzschotterkappe.

Westlich der Mattig scheinen sie zunächst zu fehlen.¹⁾ Nach dem Befund einiger tieferer Bohrungen im Salzachgebiet ist auch im W eine wenig mächtige Lage von Oncophora-Schichten sehr wahrscheinlich.

Wie Beobachtungen besonders im nördlichen Teil des Kobernauser Waldes (vor Remoneuberg) zeigen, besteht hier zwischen Schlier und Oncophora-Schichten eine deutliche Erosionsdiskordanz. Eine solche ist auch wahrscheinlich zwischen den Oncophora-Schichten, bzw. dem Schlier einerseits und der oberen Süßwassermolasse bzw. sicher zwischen dieser und den hangenden Quarzschottern, wie es ja auch bei der Ausbreitung der Schuttkegel bildenden Quarzschotter naturgemäß ist.²⁾

Die kohlenführende obere Süßwassermolasse besteht aus grauen und blauen Tönen (Tegeln und Mergeln), die in Kohlennähe graugrün und grün, auch schwärzlich werden und gelegentlich Blattreste führen. Tonige Sande, Sande und schotterige Einschaltungen fehlen aber nicht. Die Kohlen erscheinen in mehreren Flözen zwischen den Tönen, manchmal auch im Schotter nur in einem schmalen Band von Ton eingebettet.

Das Hangende bilden die bis 150, ja sogar 200 m mächtigen unterpliozänen Quarzschotter. Sie führen sonst auch alpine kristalline

¹⁾ Das alte Bohrloch bei Wagenkam (W Mattighofen) erschloß unter 80 m Schotter 7 m Ton und dann Schlier, falls die nicht weiter kontrollierbaren Angaben richtig sind.

²⁾ Auch Petrascheck, Die Kohlenversorgung in Deutsch-Österreich südlich der Donau (Bergbau und Hütte, 1919) nimmt eine Diskordanz an.

Geschiebe; seltener kommen Kalke, Hornsteine (Jura) und härtere Flyschsandsteine unter den Geschieben vor, so daß kein Zweifel darüber bestehen kann, daß die Schotter von alpinen Flüssen abgelagert worden sind.¹⁾

Zuweilen sind in die Schotter weniger mächtige Sande, sandige Tone, seltener Tone eingeschaltet, die morphologisch durch Gehänge-terrassen (Bänder) sich verraten.

Die Schotter bilden im Anschluß an den Hausruck den weiten Kobernauser Wald, einen ausgedehnten mächtigen Schuttkegel, dessen frühere Form hier mehr erhalten ist als im Hausruck, weil in letzterem die Schotterkappe offenbar höher aufgewölbt ist und daher auch der liegende Schlier höher emporsteigt, so daß Talerosion und Abtragung der Gehänge beschleunigt wurden und damit die Schotterkappe in einzelne Kämme (Pettenfirst, Göbelsberg, Hobelsberg) aufgelöst ist.

Westlich der Mattig setzen die Quarzschotter, allerdings von älteren Moränen bedeckt, den Siedelberg und die Höhen um Höring zusammen. Unter der mächtigen Quartärdecke des westlichen Innviertels erscheinen offenbar die basalen Partien dieser Quarzschotter dann wieder an der Salzach, bei Wildshut, Radegund und Ach. Jedenfalls war vor der Eiszeit das ganze Vorland mit Quarzschottern überschüttet, die dann zerschnitten wurden und es war wohl eine hügelige erodierte Schotterlandschaft, über welche das Eis hinwegschritt.

Der Salzachgletscher hat bei seinen weiten, älteren Vorstößen die pliozänen Quarzschotter aufgeschürft und so erklärt sich zum Teil der Reichtum an Quarz- und kristallinem Material in den Altmoränen (Mindel und Riss) und in den Deckenschottern. Weil aber schon die älteren Gletschervorstöße das Jungtertiär aushobelten und darauf die Moränen breiteten, so konnte in den jüngeren Moränen (Würm) die Quarzschotterkomponente zurücktreten und das Kalk- und Flyschmaterial bei weitem überwiegen. Auf die sehr auffallenden Unterschiede in den Moränen und Schottern des Quartärs wird an anderer Stelle eingegangen werden.

Der Siedelberg und Adenberg sind Überreste von Mindelmoränen. Letztere sind schon durch die Hochterrassenflüsse erodiert worden, welche an den Ribmoränen begannen (Höhen SW Lengau, Raum zwischen Gundertshausen—Aschau—St. Georgen und hier östlich bis zur Hochterrassenfläche von Wagenkam—Pischelsdorf). Die Ribmoränen sind wiederum teilweise zerstört und teilweise überdeckt von Würmmoränen, an welchen, wie besonders schön im nördlichen Weilhardtforst und zwischen Kircheng und Astätt wahrzunehmen ist, die Niederterrassenflächen ansetzen, welche wiederum die Hochterrassenfelder teilweise zerstört haben. Mehrere Züge deutlich verfolgbare Endmoränenwälle umgürten die Zweigzungenbecken des Salzachgletschers, wie das Fückinger, Ibmer und Oichtener Moos und das Gebiet der drei Seen von Mattsee.

Entlang der Flüsse Inn und Salzach, welche die Endmoränen durchbrochen haben, laufen postglaziale Flußterrassen durch, deren vier bis fünf festgestellt werden können, so daß das Tiefeneinschneiden ruckweise vonstatten ging.

¹⁾ Die Wurzel der Flüsse waren wohl die Zentralalpen, doch hat sicher die Grauwackenzone mit ihrem Quarzphyllit einen großen Anteil an der Quarzlieferung.

Die Höhenanordnung ist aus ein paar Beispielen zu ersehen:

Überackern an der Salzach:

Niederterrasse des Weilhardforstes	405 bis 410 m	} 10 bis 15 m,
I. Terrasse darunter (O Aufhausen)	395 m	
II. " " (NO Aufhausen, SW Kreuzlinden)	390 m	} 5 m,
III. " " (NO Aufhausen, W Kreuzlinden)	{ 385 m } 380 m	
IV. " " (bei Aufhausen)	355 m	25 m.
Salzachbett		

Unter-Eching a. d. Salzach:

I. Terrasse nicht ausgebildet,		
II. " " "		
III. " " "		
IV. " S Unter-Eching	402 m	} 8 m.
V. " SW " Salzach	394 m } 380 m	
		14 m.

Ranshofen am Inn ober Braunau:

Niederterrasse von Ranshofen	377 m.	
I. Terrasse nicht erhalten,		
II. " " "		
III. " " "		
IV. " Scheuhub " zirka	360 m	} 13 m zirka,
V. " Klostermühle	{ 347 m } 337 m	
Inn		10 m.

Am Südrande des Kobernauser Waldes vereinigen sich vielfach mit den Moränen und Schottern des Salzachgletschers die analogen Bildungen des Traungletschers, von dem bekanntlich ein Zweig über den Wolfgang- und Mondsee zum Zellersee überfiel.

Der Krenwald gleich südlich vom Schwemmbachtal setzt sich aus Mindelmoränen mit Übergängen in Deckenschotter zusammen, an welche sich, den besonders hohen Wall von Watzelberg—Haberpoint (666 m) bildend, Ribmoränen anschließen, innerhalb deren altem Zungenbecken die Jungmoränen (Würm) des Zellerseegletschers liegen, den See in mehreren Wällen an seiner N-, O- und W-Seite umsäumend.

Nur an wenigen Stellen innerhalb der Quartärbedeckung westlich des Kobernauser Waldes kommt das Jungtertiär zum Vorschein, so um den Aden- und Siedelberg, entlang des Oichtener Tales, im westlichen und nördlichen Krenwald und entlang der Salzach und des Inn. Hier sind, wie ausgeführt werden wird, verschiedentlich Kohlenausbisse bekannt.

II. Die Kohlenvorkommen im Kobernauser Wald¹⁾ (und im westlichen Hausruck).

Im Zentrum des Hausruckkohlenreviers,²⁾ Wolfsegg-Thomasroith, werden bekanntlich drei Flöze abgebaut, wobei zwischen beiden Punkten der Unterschied besteht, daß in Wolfsegg zwischen dem zweiten und

1) Für die Einsichtnahme in die Bohr- und Kohlenprofile des westlichen Hausruck und des Kobernauser Waldes bin ich dem Herrn Zentraldirektor der Wolfsegg-Trauntaler Braunkohlen-Bergbau A. G. Hofrat Ing. Franz Heißler und Herrn Oberinspektor Ing. F. Obermayr zu besonderem Dank verbunden. Herr Hofrat Dr. Aigner (Revierbergamt Wels) unterstützte mich in dankenswerter Weise durch mancherlei Beschaffung von einschlägigen Daten.

2) Die Kohlenstudien in diesem Revier folgen später.

dritten Flöz mächtigere Letten (bis 13 *m*), in Thomasroith aber zwischen dem ersten und zweiten Flöz (bis 30 *m*) mächtige Letten mit untergeordnet Sand und Schotter zwischengelagert sind. Das Liegende bildet ein weißer oder gelblicher feuerfester Ton. In Thomasroith (Tafel 2) liegen die Hauptflöze in den Höhen 590 bis 600 und 560 bis 570 *m*.

Auch um Ampflwang ist die tiefere Flözgruppe bei weitem die mächtigere und wichtigere und durch mächtige Tone, Tegel, Sande vom Oberflöz bzw. von der Sohle des hangenden Quarzschotters getrennt; diese Tone und Tegel sind durch zahlreiche Rutschungen charakterisiert (Schmitzberg, Aigen, Buchleiten, Wassenbach).

Die Fortsetzung ist durch die Kohlenvorkommen des Frankenburgertales (Rödlital) gegeben. Über die Kohlenprofile N und O Frankenburg können hier keine Daten mitgeteilt werden.

Im nordwestlichen Teil des Frankenburgertales sind Kohlen sowohl durch Bohrungen wie in Ausbissen festgestellt worden. Bei Ober-Edt (NNW von Frankenburg) liegen zwei Flözgruppen vor: das gleich unter dem Quarzschotter lagernde Oberflöz in Seehöhe 620 *m* (Mächtigkeit $\frac{1}{2}$ *m*) und zirka 30 *m* tiefer das Unterflöz um 590 *m* Seehöhe. Zwischen beiden Flözen liegen Ton und Sand. (Tafel 2.)

Eine Analogie mit Thomasroith, wenn von der bei Ober-Edt viel geringeren Stärke abgesehen wird, ist unverkennbar. In Ober-Edt liegen aber die bezüglichen Flöze im Vergleich mit Thomasroith um 20 *m* höher, was hier einer Aufwölbung entsprechen mag.

Ich fasse nämlich das in Seehöhe 621·1 *m* gelegene Flöz (0·45 *m*) der Bohrung Ober-Edt (Seehöhe 626·1) als Oberflöz, die in der benachbarten Bohrung (Seehöhe 603·1 *m*) angefahrenen zwei schwachen Flöze in Seehöhe 590 *m* als Unterflöze auf. Beim Bohrloch III ist das tiefere Flöz in mehrere zersplittert (auf Tafel 2 nicht angehen).

Im westlich benachbarten Ozigen liegt das Oberflöz (0·4 *m* Mächtigkeit) gleichfalls in Seehöhe 620 *m*, dagegen das tiefere, das bis 1 *m* Stärke erreicht (obgleich es nicht überall vorhanden ist), um 580 *m*; die Ähnlichkeit mit Ober-Edt ist sehr groß, nur ist der Abstand der beiden Flöze von 30 *m* auf 40 bis 45 *m*, also westwärts gewachsen. (Tafel 2.)

Zwischen den beiden Flözen finden sich verschiedenfarbige Tone, Sande, auch Konglomerate und Schotter; letzterer Umstand verdient besondere Beachtung, weil demnach aus Schottern im Hangenden eines Flözes noch nicht geschlossen werden darf, daß es sich hier um das Oberflöz handle. Bohrloch II 1909 (Seehöhe 624·8 *m*) erschloß beide Flöze in sogar 45 *m* Abstand, hingegen Schacht A 1910 (SW vom Bohrloch I von Seehöhe 595 *m*) mit Seehöhe 595·6 *m* das tiefere Flöz in 570 *m*, das in zwei Teilflöze zerfällt.

Bohrloch I mit Seehöhe 595 *m* war taub, es wurde aber wohl das Liegende der Kohle angefahren; dasselbe gilt vom Bohrloch III (1911), wo offenbar mächtige Einschüttung von Schotter die Kohle vertaubte; aus dem weißen, roten und Liegendton kann gefolgert werden, daß das Liegende der Kohle wirklich erreicht worden ist.

Bei Redlleiten nahe Ozigen senkt sich das tiefere Flöz (0·9 *m*) sogar auf Seehöhe 570 *m* (Oberflöz vorhanden?).

Gleich südlich davon bei Bergleiter nehmen mehrere schwache Flöze, offenbar zum tieferen gehörig, die Seehöhe um 550 bis 555 *m* ein; das Abfallen gegen Süd erfolgt also rasch. (Tafel 2.)

Die Bohrung von Seehöhe 597 *m* ist von Interesse. Der Oberflöz ist hier wohl ausgewaschen durch die hangenden Schotter (Seehöhe 580 bis 590 *m*). Die Lage gelben Tones in der Bohrtiefe von 23 bis 25 *m* zwischen Schotter im Hangenden und Liegenden ist direkt vergleichbar mit den ganz ähnlichen Lagen gelben Tones in Seehöhe 605 bis 615 *m* zwischen den beiden Hauptflözgruppen bei Bohrung II (1909) von Ozigen.

Das tiefere Flöz ist in vier Teilflöze zersplittert (0·1; 0·08; 0·07; 0·33 *m*); das unterste ist also das stärkste.

Auffallend ist die Analogie dieses Profils von Bergleiter mit dem Schachtprofil im Sieberer Wald.

Der Schacht 1909 (Seehöhe 586·6 *m*), erschloß hier unter Schotter ebenso blauweißen und grauen Ton und dann das Flöz, das hier in fünf schwache Flöze zerfällt. (Tafel 2.) Die Seehöhe des Flözes ist 559 bis 560 *m*, so daß es wahrscheinlich ist, daß an beiden letztgenannten Orten das tiefere Flöz ($\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ *m* Stärke) vorhanden ist. Die Seehöhe würde eine etwas höhere Lage (Aufwölbung) gegenüber Bergleiter andeuten.

Auf die Kohlenvorkommen von Prünegg, Diemröth (auch Diemerroith) [Mächtigkeit bis 1·8 *m*] und Außerhörgersteig (0·5 bis 1·5 *m*), die alle an der Westflanke des Frankfurter Tales liegen, kann hier nicht weiter eingegangen werden.

Auffallend ist, daß ein alter Stollen in Außerhörgersteig laut des Freifahrungsprotokolls von Jahre 1868 im Liegenden des 1·5 *m* messenden Flözes feinen weißen Quarzsand anfuhr, der direkt vergleichbar ist dem Liegendsand der Kohle von Stockham—Hollersbach NO-Wildshut (Vgl. später).

Gleich westlich vom Sieberer Wald gelang es mir NO vom Gehöft Sallach in Seehöhe zirka 600 *m* einen Stollen aus dem Jahre 1871 zu finden, der Kohle förderte (Oberflöz). Es liegt gerade an der Grenze von Quarzschotter und Tegel. Gleich unterhalb, zirka 80 Schritte NNÖlich war 1871/2 ein Schacht abgeteuft, unter dem, zirka 15 *m* entfernt, ein zweiter Schacht zu sehen ist. Man beobachtet hier im Wald noch eine größere Kohlenhalde, so daß anzunehmen ist, daß der Schacht das tiefere Flöz erreicht hat. Es würde dem des Sieberer Waldes entsprechen.

Im westlich folgenden Redltal (zwischen Kalteis- und Hobelsberg) wurde Kohle mehrfach durch neuere Bohrversuche der Trauntaler Kohlen A. G. konstatiert.

Eine Bohrung im Dammbachtal (NW vom Hobelsberg), also etwa an der Gegenlehne SW von Bergleiter, in Seehöhe 622 *m*, stellte ein sehr schwaches Oberflöz in Seehöhe 600 *m* fest; ob das Unterflöz hier vorkommt, erhellt nicht aus den seichten Bohrungen.

Aus dem Umstand, daß unter dem Flöz noch Kies, blauer Ton und darunter noch brauner Sand folgen, muß geschlossen werden, daß der Liegendton des Unterflözes noch nicht erreicht worden ist. Das Oberflöz hat hier also dieselbe Höhe wie bei Thomasroith; aus der fast 50 *m* höheren Lage gegenüber dem Flöz von Bergleiter können wir wieder folgern, daß wir es an letzterem Ort sicher mit dem tiefsten Flöz zu tun haben. Da aber anderseits das Oberflöz bei Bergleiter unbedingt in geringerem Abstand als 50 *m* oberhalb des Unterflözes angenommen werden muß, so sind die Flöze in der Position der Bohrung vom Dammbachtal wiederum etwas aufgewölbt im Vergleich zur Lage NO davon; es entspricht also die Lage von Bergleiter gerade einer stärkeren Einbiegung.

Schon aus den bisherigen, wenn auch lückenhaften Angaben, welche noch durch weitere Beobachtungen, kleine Handbohrungen und vielleicht auch noch durch Verarbeitung alter Schürfungen ergänzt werden könnten, erhellt, daß die zwei Flözgruppen des westlichen Hausruck eine

wellige Lagerungsform besitzen, die zum Teil in der ursprünglichen Anlage der Kohlenmulden, sicher auch zum Teil in schwächeren späteren Aufwölbungen und Einbiegungen begründet ist. Dazu kommen noch die Unregelmäßigkeiten der Lagerung, die mit Muldenbildung der Flöze unter den Bergen und mit Aufkrempelungen (Aufstülpungen) der Flöze an den Gehängen zusammenhängen, Erscheinungen, welche durch die Last der mächtigen Quarzschotter der Berge über der nachgiebigeren Kohlentegelformation erklärt werden müssen.

Westlich vom Fornacher Redltal (im Gegensatz zum Frankfurter Redltal), also im Gebiet des eigentlichen Kobernauser Waldes wird die Kenntnis der Flöze eine außerordentlich geringe. Insbesondere weiß man nichts über die nach Analogie mit Thomasroith (und Neu-Wildshut, vgl. später) zu vermutende tiefere Flözgruppe. Im pliozänen Quarzschotterüberrest von Hochbuch an der linken Seite des Schwemmbachtales bei Schneegattern (während sonst die linke Seite, wie ausgeführt, von altdiluvialen Ablagerungen gebildet ist) waren in zirka 600 m Seehöhe zwei Stollen auf ein zirka 1 m mächtiges Flöz und zwar im Wäldchen bei Gaissteig und östlich von Hochbuch (Hocheck).¹⁾ Sie gingen ohne Zweifel am Oberflöz um, dem sogenannten Schotterflöz, das in naher Beziehung zum Quarzschotter steht. Die Seehöhe stimmt mit dem Oberflöz im oberen Redltal und dem von Thomasroith und ist etwas tiefer als das Oberflöz von Ozigen.

Das Vorkommen von durch Quellen sich verratenden Tonen unterhalb an der Lehne gegen Höcken, einer zirka 10 m hohen, wahrscheinlich durch Sand oder Ton hervorgerufenen Denudationsterrasse an den beiden Talgehängen des Schwemmbachtales, während ihr Abfall wieder von Quarzschotter gebildet ist, beweist, daß das Tal noch nicht in den Schlier oder Oncophora-Sand eingeschnitten ist, so daß die Möglichkeit für das Vorhandensein tieferer Flöze durchaus gegeben ist, um so mehr, als das Auftreten von Oncophora-Sand (Seehöhe 540 m) bei Ameisberg dafür spricht, daß an letzterem Ort eine Aufragung oder Aufwölbung des Oncophora-Sandes vorliegt und daher im Gebiet östlich davon eine Abbiegung oder Muldenbildung (wahrscheinlich mit Kohle) vorhanden ist.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Aufragung der Oncophora-Sande des Ameisberges die östlich vermutete Kohlenmulde von Schneegattern von der NW gelegenen von Parz, wie wir sie nach dem vornehmlichsten Tagesausbiß nennen wollen, trennt.

In den Rand der östlichen Kohlenmulde fiel noch das s. Z. durch eine Bohrung vermutete Kohlenvorkommen von Baierberg. Beim Brunnenteufen wurde Kohle mit 1·2 m angefahren. 1904 sind in der nächsten Umgebung fünf Bohrlöcher abgestoßen worden, welche angeblich kohlenleer blieben.

Am Westabfall des Kobernauser Waldes tritt unter der Decke der mächtigen pliozänen Quarzschotter das Oberflöz an mehreren Stellen zutage. Am 0·8 m starken Ausbiß bei Parz—Kollming war 1910 ein Stollen eingebaut und 7 m vorgetrieben.²⁾ Das Flöz liegt zwischen Schotter im blauen Ton. (Tafel 2.) Inanbetracht der Seehöhe von 491 m im Vergleich zu den Vorkommen weiter im Osten, auch schon SO von Schneegattern, bzw. dem Redltal, ist eine starke Abbiegung gegen NW bzw. Westen (Flexur von Munderfing) anzunehmen.

¹⁾ Letztere Angabe verdanke ich Herrn Ing. S. Feichtinger in Salzburg.

²⁾ NO des Ausbisses hat eine Bohrung 1·8 m Kohle festgestellt.

Das ergibt sich auch daraus, daß ein Schacht und Bohrloch SO vom Stollen Parz, nahe dem Gasthof „Bräu am Stein“ 1910 und 1911 niedergebracht, das 0·5 m starke Flöz um 8·77 m höher als in jenem Stollen, also in 500 m Seehöhe, angefahren haben.

Andere Vorkommen werden von Achtal, Katztal und Bradirn¹⁾ bei Munderfing gemeldet.

Zwei Schottergruben bei Munderfing erschließen deutlich das gleiche Flöz in Seehöhe 470 bis 475 m, so daß also die Abbiegung gegen Nord-Westen zunimmt. Es ist sicher das Oberflöz.

Die nördliche Grube, zwischen Station und Haltestelle Munderfing, zeigt in Seehöhe 470 bis 475 m das Flöz mindestens 0·5 m mächtig; es liegt unter Quarzschotter im blauen Ton, unter welchem wieder Quarzschotter mit einer Mindestmächtigkeit von 8 bis 12 m aufgeschlossen ist. Wie auch sonst so häufig verursacht die Kohle bzw. der Ton einen deutlichen Quellhorizont.

In der südlichen, südlich von Munderfing gelegenen Grube ist das in der Mächtigkeit nicht aufgeschlossene blättrige Flöz etwas höher (Seehöhe 475 bis 480 m); im Hangenden sind stellenweise verfestigte Quarzschotter mit gelegentlich löcherigen und zapfenförmigen Verwitterungsformen. Das Flöz lagert im 1·5 m mächtigen blauen Ton, unter dem bis zur Talsoble wieder Quarzschotter folgt.

Hier in der Ostlehne von Munderfing trieb Pilnay (nach einem Bericht an das Revierbergamt Wels 1912) 1911/12 einen 41 m langen Stollen vor, wobei Mächtigkeiten von 0·5 bis 0·6 m konstatiert wurden.

Auch von Schalchen und Mauerkirchen wird von Kohlen berichtet.

Das am Westabfall des Kobernauser Waldes beobachtbare Oberflöz bildet unter Berücksichtigung der Seehöhen der Flözausbisse hier eine nach N schwach geneigte Tafel.

Aus der Mächtigkeitszunahme östlich von Parz einerseits und dem Auftreten des Oncophora-Sandrückens von Ameisberg andererseits muß man schließen, daß eine Mulde etwa SO von Munderfing liegt. Ob von da ein unmittelbarer Zusammenhang mit den Flözen des westlichen Hausruck besteht oder ob man es dabei, wie wahrscheinlicher, mit getrennten Mulden zu tun hat, ist heute noch nicht zu entscheiden. Gegen Norden hingegen erfolgt wohl eine Vertaubung, weil aus keinem der Täler und Tälchen von Schmolln, Henhart, Moosbach unter dem pliozänen Quarzschotter Kohlen bekannt geworden sind.

Ein erschwerendes Moment für die Auffindung von Kohlenausbissen hier und überhaupt im ganzen Gebiet des Kobernauser Waldes und teilweise des Hausruck ist ferner in der starken Gehängeverschüttung mit lockerem Quarzschotter zu erblicken, die in den unteren Teilen der Gehänge erhebliche Gekriechbalden verursachen.

Ist das Oberflöz in nur wenig mächtigem Ton zwischen Schotter eingebettet, so wird der Kohlenausbiss stets verschüttet, während nur dort, wo das Flöz in einer mächtigeren Tonschicht lagert, auf einer dadurch entstandenen Denudationsterrasse die Möglichkeit des Austretens eines Ausbisses gegeben ist.

Bohrungen um Henhart, welche von dem Hammerwerksbesitzer Berndorfer in Henhart niedergebracht worden sind, waren natürlich nicht fründig, weil die Anschlagpunkte viel zu hoch lagen. Sande und sandige Tone, welche hier wie im Hausruck Einschaltungen im mächtigen Quarzschotter, im Hangenden der Kohlenformation, bilden, sind kohlenlos.

Das Fehlen von Kohlen in der Gegend von Henhart²⁾ könnte übrigens auch damit im Zusammenhang stehen, daß hier die Oncophoraschichten,

1) Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 1900, S. 170.

2) Bezüglich der angeblichen Kohlenfunde von Henhart und Aspach (Commenda, Materialien, S. 177) ist mir trotz wiederholter Begehungen nichts Näheres bekannt.

das Hangende des Schliers, höher aufragen und wohl eine Aufwölbung erfuhren. Hier wie auch sonst haben die möglicherweise schon am Beginn der Kohlenformation und nach Ablagerung der Oncophoraschichten (wenn nicht schon früher) einsetzenden Aufwölbungen und Einbiegungen wohl die Anordnungen der Kohlenmulden bedingt.

Im nördöstlichsten Teil des Kobernauser Waldes sind dank den sorgsamem Begehungen des Schichtmeisters Wozelka der Wolfsegg-Trauntaler Kohlen A. G. einige Kohlenvorkommen bekannt geworden, so bei Kobernausen und Kohleck in über 600 m Seehöhe.

Bei Kobernausen liegt ein 0·2—0·5 m starkes Flöz zwischen Tegel; im hangenden Tegel fanden sich viel Blattabdrücke. Eine Bohrung bei Öd N von Kobernausen durchörterte unter Schotter und 9 m Mergel mit zahlreichen Blätterabdrücken Kohle und darunter Ton und Mergel und nochmals Schotter.

Im Kobernauser Wald ist also durchaus ein Oberflöz vorhanden, nahe dem Schotter gelegen, aber noch unterlagert von Schotter. Eine systematische Erkundung hinsichtlich eines tieferen Flözes hat aber noch nicht stattgefunden.

Nur eine tiefere Bohrung der Trauntaler Kohlen A. G. wurde bei Munderfing niedergestoßen (Seehöhe 467 m, 1886/87). Sie hatte aber keine Kohle. Sie durchörterte 60 m Schotter, 31 m Ton, dann 0·8 m Ton mit Kohlenspuren und darunter Schlier (angeblich), der 24·57 durchsunken wurde. Da der Niederterrassenschotter kaum in solcher Mächtigkeit anzunehmen ist, betrachte ich den tieferen Teil der Schotter als jungtertiär, so daß hier also das tiefere Flöz durch Schotterzufuhr vertaubt sein muß. Über die Bohrung der Trauntaler bei Kitzing habe ich nichts Näheres mehr in Erfahrung bringen können.

III. Die Kohlenvorkommen des westlichen Inn-Salzachkreises.

Westlich vom Kobernauser Wald haben sich unter einigen von der quartären Erosion verschont gebliebenen jungtertiären Schotterkappen Kohlenflöze erhalten, so unter dem Siedelberg und bei Höring. Da letzteres etwas tiefer liegt (Seehöhe 465 m) als Parz und dieses wieder tiefer als die östlichen Vorkommen des Kobernauser Waldes und Hausruck, so liegt eine Abbiegung gegen W vor, die sich wohl weiter westlich noch mehr vertieft (Flöz von Stockham, Bohrung III, Seehöhe 350 m, vgl. später).

Das Flöz am Siedelberg, das durch eine Bohrung der Trauntaler Kohlen-A. G., 1887 (an der Straße von Mattighofen nach Wagenbam) festgestellt wurde, hatte nach Mitteilungen nur eine Stärke von 0·15 m. Die Stadtgemeinde Mattighofen trieb in der Nähe in zirka 465 m Seehöhe einen geneigten Stollen im hangenden Quarzschotter vor, fand aber keine Kohle, weil der Aufschlagspunkt zu hoch war.

Bei Höring habe ich in Seehöhe 465 m, zirka 15 m über der Talsohle, einen Kohlenausbiß gefunden. Das Flöz ist im blauen Ton, der einen Quellhorizont verursacht, eingelagert; im Hangenden erscheinen die pliozänen Quarzschotter unter einer Decke von Altmoränen; aber auch im Liegenden sind noch Quarzschotter zu beobachten. Die Schichtfolge ist also ganz ähnlich wie bei Munderfing.

Gegenüber am rechten Gehänge des sogenannten Modltales war in den sechziger Jahren ein kleiner Bergbau. Die Kohle soll 1 m Mächtigkeit gehabt haben. Man sieht noch die Reste dreier Stollen und lignitische Kohle liegt auf den Halden. Ein Versuch 1920, den mittleren Stollen zu gewältigen, mißlang wegen starken Wasserzuflusses.

Es ist möglich, daß es sich in dem von mir in zirka 440 m Seehöhe entdeckten Kohlenaufreten im Graben südlich von Autmannsdorf, nördlich des Ibmer Moores, um ein analoges Flöz handelt.¹⁾

Röschchen müßten allerdings erst dieses Vorkommen klären. Unter Würmmoränen liegen blaue, 5 bis 6 m mächtige Tone mit Flöztrümmern, während wie bisher das Liegende Quarzkies und -Schotter bilden.

Durch die genannten Vorkommen ist die Brücke gespannt zwischen den Kohlengebieten des Kobernauser Waldes, bezw. des Hausruck und des Salzach-Inngebietes. Hier sind zahlreiche Funde, obgleich manche erst in der letzten Zeit bekannt wurden. Seit längerer Zeit datieren die Beschürfungen in Wildshut und Radegund (und Umgebung)²⁾. Die Schichtfolge ist hier im Westen entschieden reicher als im Osten und der Zwischenraum zwischen Mittelmiozän und Unterpliozän (Schotter) durch eine mächtigere Schichtserie ausgefüllt.

A. Wildshut und weitere Umgebung.

Einer der ältesten Kohlenbergbaue Österreichs überhaupt ist der von Wildshut (1756 nach Pillwein). Auf die interessante Geschichte dieses Bergbaues kann hier nur mit wenigen Worten eingegangen werden.

Zuerst ärarisch, kam er nach 1830 in den Besitz der Miesbachschen Kohlen-gewerkschaft. Die Blütezeit erlangte er Ende des 18. und Anfang und Mitte des 19. Jahrhunderts. 1853 wurden die Baue unter der Salzachau durch Wassereinbrüche ersäuft. Nach wechselvollen Schicksalen erwarb den Bergbau in den neunziger Jahren die Wolfsegg-Trauntaler Kohlenbergbaugesellschaft, welche hier bis 1902 baute. Schließlich erwarb das Land Oberösterreich 1919 die Grubenmaße des alten Wildshut.

Der alte Bergbau (und auch der heutige) ging um in der Salzachau (zwei Schächte) und im östlich benachbarten Niederfeld (Stollen), einer postglazialen Terrasse der Salzach, unter der aber die kohlenführenden Süßwasserschichten, eine deutliche Gehängeleiste verursachend, durchstreichen, auf einem $1\frac{1}{2}$ bis $2\frac{1}{2}$ m mächtigen³⁾, in Seehöhe 370 bis 380 m befindlichen Flöz um.

Nach der Beschreibung von Lipold, 1850 (auch Profil im Archiv der Kartensammlung der Geol. Bundesanstalt) zerfällt das Flöz in vier Teilflöze, die durch blaue, fette, tonige Zwischenmittel getrennt sind. (Tafel 3.) Die Stärken werden mit 0·24; 0·53; 0·89 und 0·32 m angegeben. (Jahrbuch 1850, S. 599.)

Die Abtragung des Profils von Lipold (im Maße 1 : 432 [1 Wiener Linie = 3 Wiener Fuß]) ergibt allerdings eine geringere Mächtigkeit (Taf. 3) als bei Thenius

¹⁾ Hinsichtlich der von Commenda, Materialien zur Geognosie von O. Ö.; 1900, S. 170, bezw. im Werk: „Die Mineralkohlen Österreichs“ angegebenen Kohlenvorkommen von Moosdorf, Einsperg (östl. v. Ibmer Moor), Stein (Stuhl) bei Haigermoos im westlichen Innviertel habe ich trotz vieler Anfragen und Begehungen nichts Sicheres in Erfahrung gebracht. Es dürfte sich dabei um Kohlenfindlinge des Quartärs handeln.

²⁾ Vgl. auch eine alte Kartenskizze vom Freiführungskommissär Camillo Wagner, 1843 (vgl. unten).

³⁾ In den von Miesbach um 1850 abgebauten Strecken belief sich die Mächtigkeit bis auf 3 m.

(Verh. d. Geol. R. A., 1878), nämlich nur $1\frac{1}{2}$ m. Thenius stellte die Mächtigkeit der vier Flöze mit 0·47, 0·79, 1·24 und 0·47 m fest.¹⁾

Das Hangende bilden Sande und blaue Tone mit Pflanzenresten, das Liegende weißer feuerfester Ton (darunter lichter sandiger Ton). Die untere Partie des Flözes hat die beste Beschaffenheit (muschelige Glanzkohle).

Das Hangendprofil der Kohle im Niederfeld ist wegen der Ausbildung der post-glazialen Terrasse unvollständig. Vollkommener ist das Profil vom Schloß Wildshut gegen NW zum Salzachalboden, indem über den Kohlentegeln noch Sande und Schotter (vorherrschend Quarz und Kristallin mit Kohlenstücken, oft mit Glanzkohle) lagern.

Es ist damit eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Profil von Radegund oder Ach (vgl. unten) gegeben.

Das Wildshuter Flöz ist hart am Rande des Niederfeldes gegen die Salzach dem Tag am nächsten (das Land Oberösterreich plant hier, die Kohle tagbaumäßig zu gewinnen)²⁾ und senkt sich gegen West allmählich, wie auch schon Gumbel angenommen hat. Die Bohrungen des Landes Oberösterreich haben hier das Verfläichen gegen W und eine Zunahme der Überlagerung bei im allgemeinen welliger Lagerungsform des Flözes nachgewiesen. Das Flöz reicht unter der Salzach nach Bayern weiter und oberhalb Fridolfing soll in der fiskalischen Bohrung Deisendorf (nach Berichten der Arbeiter) ein Doppelflöz von 8 bis 10 m, bei Fridolfing ein Doppelflöz von zusammen 5 m angefahren worden sein. Die Mächtigkeit nimmt also nach Bayern hin zu.³⁾ Andererseits habe ich in der Salzach bei sehr niedrigem Wasserstand das Flöz offenbar anstehend beobachtet (zwischen Wildshut und der Gröbenbachmündung), so daß es NW von Wildshut eine schwache Mulde bilden würde.

Gegen das Niederfeld treibt das Land Oberösterreich gegenwärtig zwei Stollen vor und kommt dabei vielfach in den Alten Mann der alten Baue.

Lehrreich ist die schon 125 Jahre alte Grubenkarte von Paul Ignaz Peyrer, k. k. österr. Berggerichts ersten Assessor und Markscheider⁴⁾: „Particular Mappe von der Gebirgslaage und den Ausbeissen des verschürften Steinkohlenflözes am sogenannten Niederfelde nächst Wildshut in Innviertl; dann des auf höchste Hof Bewilligung von Seite der Kammeral Herrschaft Wildshut seit den 15. October 1798 darauf betriebenen Steinkohlen Bergbaue. Aufgenommen 11. Sept. 1799.“ Verjüngter Maßstab von 100 Wiener Lachtern⁵⁾ (80 Lachter der Karte = 21 cm). Die Karte stellt das verschürfte Ausbeissen des Flözes am Rande des Niederfeldes auf eine Länge von $164\frac{1}{2}$ Lachter dar. WNW vom Allerbeiligenstollen ist der Francisci-Stollen vorgetrieben; das Ansteigen desselben erfolgte nach dem scheinbaren Streichen des Flözes (hora 2), während die rechtsseitigen Ausbrüche nach dem Ansteigen des Flözes auf hora 8, die linksseitigen Ausbrüche nach dem Verfläichen auf hora 20 stattfanden. Als durchschnittliches Verfläichen wurde ein westliches nach 2 Grad 20 Minuten ermittelt.

¹⁾ Commenda, Materialien zur Geognosie Oberösterreichs, 1900, S. 168/169, gibt die Mächtigkeiten nach Lipold mit 0·2, 0·6, 0·9 und 0·3 m an.

²⁾ Die Gefährdung durch die alljährlich eintretenden Hochwässer der Salzach ist allerdings eine große.

³⁾ Dies scheint sich auch aus der Zeichnung Lipolds (Jahrb. 1850) zu ergeben; auch Fugger (Jahrb. 1899, S. 287) nimmt das Gleiche an.

⁴⁾ Die Reproduktion hier mußte unterbleiben.

⁵⁾ Wiener Lachter = Klafter = 1·896 m.

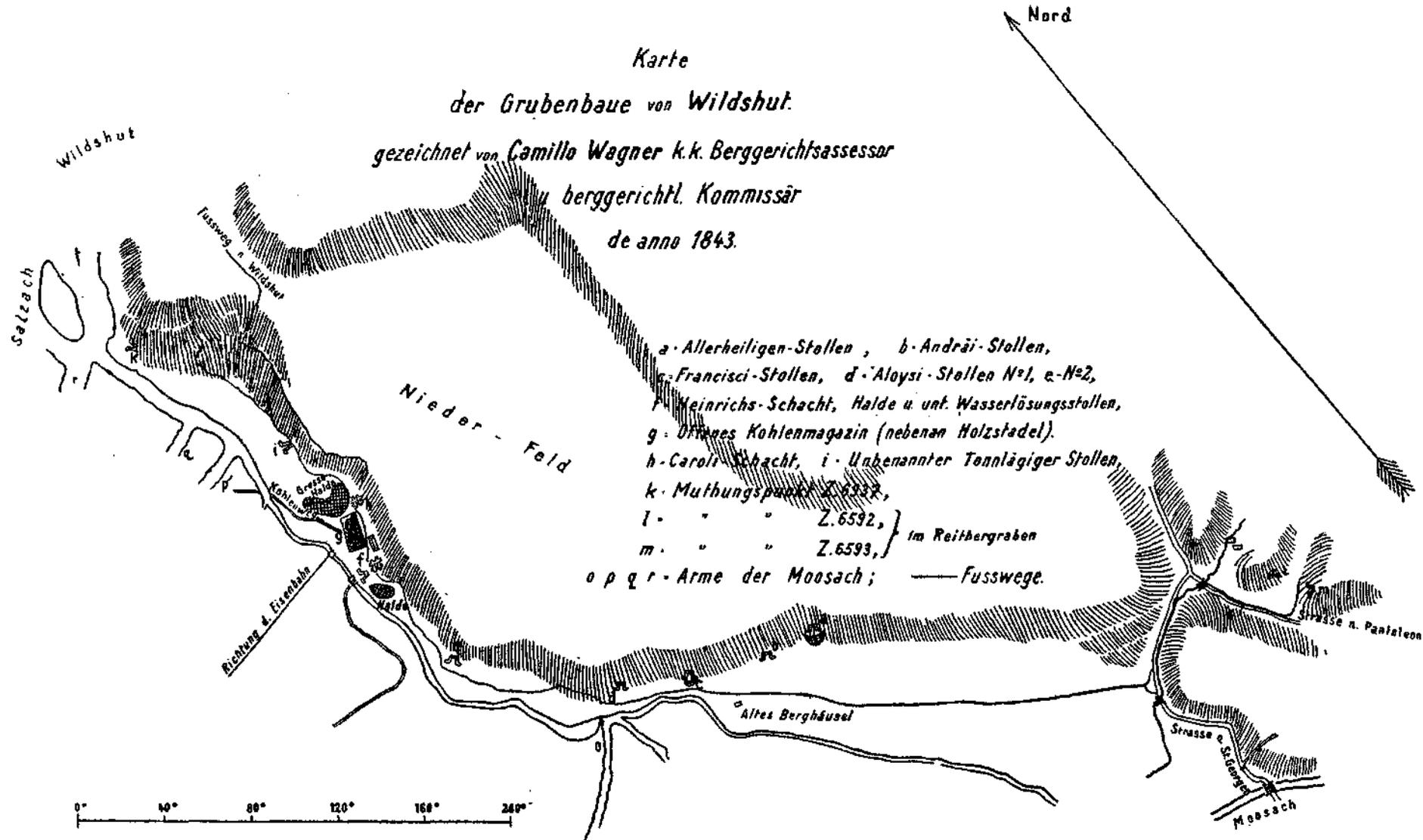


Fig. 1. Karte der alten Grubenbaue von Wildshut nach C. Wagner, 1843.

Die Karte des k. k. Berggerichtsassessors und berggerichtlichen Kommissärs Camillo Wagner, vom Jahre 1843, deren Einsicht beim Revierbergamt Wels ich gleichfalls Herrn Hofrat Dr. Aigner danke (Maßstab rund 1 : 3800), verzeichnet die Lage der weiteren alten Stollen und Schächte am Rande des Niederfeldes (Fig. 1).

Ob das Wildshuter Flöz nur ein Oberflöz darstellt und darunter noch ein Flöz folgt, läßt sich bis heute bei dem Mangel an tieferen Bohrungen, die ich wiederholt vorgeschlagen habe, noch nicht entscheiden.

Die lignitische Braunkohle von Wildshut ist bekanntlich besser als die des Wolfs-egg-Trauntaler Gebietes. Nach den Analysen von Thenius¹⁾ und Seeland²⁾ ist die Zusammensetzung:

	C	H	O+N	S	Asche			
Thenius:	53	6.6	22.6	—	17.9			
				O				
Seeland (Schrötter): . .	54	4.3	26.4	1.0	15	Kalorien 3621—4421		
Die Trauntaler Kohle wurde von K. Hauer ³⁾ und Schwackhöfer ⁴⁾ untersucht:								
	C	H	O	H ₂ O	N	S (verbrennl.)	Asche	Kalorien
Hauer K.:	—	—	—	—	—	—	7.5—16.6	3435—3842
Schwackhöfer:	40	3	16	32	0.45	0.29	8.17	3882

Nach Lipolds Profil und auch nach den Grubenerfahrungen beißt das Flöz im Niederfeld gegen Osten aus (Auswaschung?). Dieser Umstand mag dazu beigetragen haben, daß man für die östliche und nordöstliche Fortsetzung des Flözes unter das östliche Moränenplateau keine günstige Prognose stellte und darauf ist es wohl zurückzuführen, daß das weitere Gebiet von Wildshut außerhalb des Niederfeldes sogar 1919, als die Kohlennot in Österreich so fühlbar wurde, so vollständig des Interesses entbehrte, daß es nicht einmal mit Freischürfen belegt war.

Meine damals einsetzenden feldgeologischen Untersuchungen in der Umgebung von Wildshut stellten zunächst in allen zwischen der Moosach und Ostermiething zur Salzach führenden Seitengraben massenhaft Lignitfindlinge im Diluvium, in den Moränen, Bändertonen, aber auch in den pliozänen Schottern und liegenden Sanden und Tonen fest. Aus Lignitstücken in Moränen an der Moosach, besonders an der scharfen Talkrümmung, südlich von Mühlbach, an beiden Talflanken folgerte ich, daß im S davon ein Kohlenhoffungsgebiet sein muß, weil das Kohlentrümmer transportierende Eis und ebenso die jungtertiären Flüsse von Süden kamen; ebenso mußte ich aus Lignitstücken im Reither- und Animusgraben (südöstlich von Wildshut, 45 cm starke Kohlenplatten), im Grazgraben (östlich von Kirchberg, sowohl in den Sanden und Tonen, besonders den Bändertonen des Quartärs), im Wildshuter Schloßgraben⁵⁾, in den beiden Gräben von Gröben (Findlinge bis 30 kg Gewicht), im Muckenhammer Graben südlich Roidham (namentlich in der unteren und mittleren Partie) und schließlich bei Ostermiething schließen, daß auch östlich der Salzach Kohle anstehen muß, da doch nicht erwartet werden konnte, daß das Eis und die jungtertiären Flüsse alles zerstört hätten.

¹⁾ Verh. geol. R. A., 1878 S. 56.

²⁾ Jahrb. geol. R. A., 1850 S. 613.

³⁾ Hauer, Jahrb. geol. R. A., 1861—62, S. 536.

⁴⁾ Die Mineralkohlen Österr. (Herausgegeben vom allgem. Bergmannstag) 1903 S. 45.

⁵⁾ Auch beim Bau des Nebengebäudes des Bräuhauses Wildshut östlich der Straße wurde ein großer Kohlenfindling in der Moräne angefahren.

Die Bohrungen, welche ich in der Folge NO von Wildshut anregte, haben teilweise tatsächlich ein überaus günstiges und überraschendes Resultat gezeigt. (Vergl. die Fig. 2 mit der Lage der Bohrpunkte.¹⁾

Die Bohrung II (Hollersbach), Seehöhe 422m²⁾ hat nach Durchteufung von Tertiärschotter und fast 40m Tegel zwei Flözgruppen in 70 bzw. 90m Teufe durchörtert. Die obere Flözgruppe besteht aus zwei Flözen von 0·8 und 2·2m (Summe 3m), die untere gleichfalls aus zwei Flözen von 2·5 und 0·8m, also 3·3m Mächtigkeit. Die Gesamtstärke ist demnach 6·3m. (Tafel 3.)

Das 1. und 2. Flöz dürfte identisch sein mit dem des alten Wildshut, das ähnliche Mächtigkeit hat. Die tiefere, 15m darunter lagernde Flözgruppe war bisher im alten Wildshut nicht bekannt.

Das Bohrprofil ergibt sich nach eigenen Bestimmungen und dem Befund seitens des Revierbergamtes Wels folgendermaßen:

0 bis 0·4 Humus	} Quartär
0·4 bis 3 Sand, gelb	
3·0 bis 17·5 Grundmoräne, tonig (11 bis 13 und 15 bis 17·5 grobschotterig)	
17·5 bis 19·5 Schottermoräne, mit etwas Ton	
19·5 bis 20·5 Moränensand, eisenschüssig	
20·5 bis 23·5 jungtertiäre Schotter	
23·5 bis 25·5 jungtertiäre Schotter mit Kohlensplittern	
25·5 bis 33 jungtertiäre Schotter (Quarzsotter)	
33 bis 34 Ton graugrün mit viel Kohlensplittern	
34 bis 39 Ton hellgrau, etwas glimmerig	
39 bis 40 Ton grün, zähe	
40 bis 41 Ton	
41 bis 42 Ton graugrün	
42 bis 47 Ton etwas sandig	
47 bis 48 Ton graugrün, schwachsandig	
48 bis 52 Ton blaugrau (bei 50 mit Kohlensplittern)	
52 bis 55 Ton graugrün und dunkelgrau	
55 bis 56 Ton grau, schwachsandig	
56 bis 57 Ton grau, schwachsandig, glimmerig, mit Kohlensplittern	
57 bis 60 Ton graugrün mit Kohlensplittern	
60 bis 70 Ton ³⁾	
70 bis 70·8 Kohle (0·8m)	
70·8 bis 75·0 Ton ³⁾ braun	
75·0 bis 77·2 Kohle (2·2m) braun	
77·2 bis 80 Ton	
80·0 bis 80·5 harter Tonschiefer	
80·5 bis 85·5 Ton sandig ³⁾	
85·5 bis 90·0 Ton ³⁾	
90·0 bis 92·5 Kohle (2·5 m) braun	
92·5 bis 96·2 Ton	
96·2 bis 97·0 Kohle (0·8 m) pechschwarz	
97 bis 98 Schotter	
98 bis 99 Sand	
99 bis 100·4 Ton grün	

¹⁾ Es sei an dieser Stelle der Direktion der B. Wetzlerschen Industrien, Herrn Ing. Wurzinger und besonders Herrn Bergdirektor Carl Becker für die Bereitstellung der Bohrproben der ergebenste Dank ausgesprochen. Der laufenden Aufsicht über die Bohrungen oblag in gewissenhafter Weise Steueramtsdirektor Carl Behr in Wildshut.

²⁾ Die Seehöhe wurde seither mit 420·94 m, durch Ing. S. Feichtinger ermittelt.

³⁾ Wegen Spülbohrung ab 64m keine nähere Unterscheidung. Die Kohle wurde aber mit Kernbohrung ermittelt.

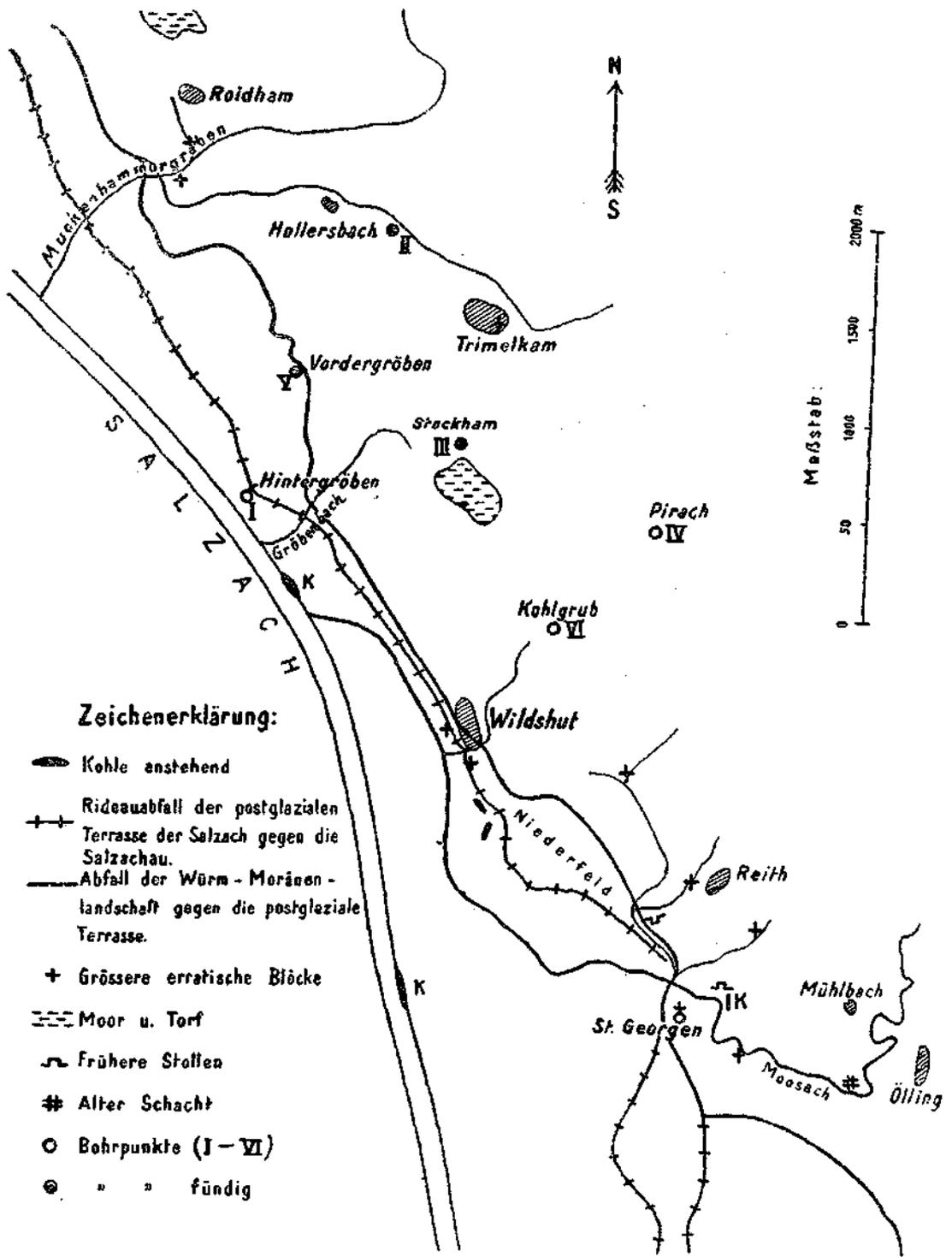


Fig. 2. Das Kohlengebiet von Wildshut und Umgebung mit den neuen Bohrungen.

Bohrung III (Stockham), Seehöhe 428m, durchsank unter Tertiär-schotter und Tegel, der schließlich graugrün wurde und wie das unmittelbar Hangende von Wildshut (vergl. Profil Lipolds, Tafel 3) Blattreste führt, von der Teufe von 74.3m ab ein Flöz von 5.8m Stärke. Die Konstatierung erfolgte hier wie bei II durch das Revierbergamt Wels. Das Flöz besteht aus drei Teilflözen, welche durch zwei sehr schwache blautonige Zwischenmittel getrennt sind. Als Liegendes stellt sich ein weißer feuerfester, dann ein roter und gelber Ton dar, so daß dasselbe Profil vorliegt wie im alten Wildshut und daher das Stockhamer und Wildshuter Flöz identisch zu betrachten sind. Das Niedersinken des Flözes von Wildshut nach Stockham (Seehöhe 350m), mit etwa 7.6‰ ist mit dem allgemeinen nordwestlichen Fallen des Flözes vereinbar. (Tafel 3.)

In 92m Tiefe fanden sich im weißen Quarzsand zahlreiche und große Lignitstücke, welche wohl von einem zerstörten Flöz der Nachbarschaft herrühren. Ich vermute daher in der Nähe Reste der unteren Hollersbacher Flözfolge. Leider wurde die Bohrung bei 96m Tiefe wegen eines festen Quarzkonglomerates eingestellt.

Der Heizwert der Kohle wurde nach neuen Untersuchungen mit 4400 Kalorien ermittelt.

Die im unteren Zwischenmittel des Flözes, d. h. zwischen 2. und 3. Flöz, gefundenen Blattreste hat dankenswerterweise Herr Hofrat Dr. Fritz Kerner-Marilaun untersucht und folgendes mitgeteilt:

„Ein Blattrest zeigt große Ähnlichkeit mit dem größten von Heer als *Carpinus grandis* Ung. abgebildeten Blätter. (Der Speziesname bezieht sich aber nicht auf die Blätter, sondern auf die Früchte.) Es handelt sich allem Anschein nach um ein *Carpinus*- oder *Ulmus*-Blatt, und zwar um ein Blatt eines im Schatten gewachsenen jungen Triebes, bei welchem sehr große Blattformen auftreten. Eine sichere Differentialdiagnose schließt sich bei dem Mangel einer Erhaltung der Blattränder aus.

Ein zweiter Blattrest ist wahrscheinlich ein Pappelblatt, und zwar kommen die Varietät „*repando crenata*“ der von Heer als *Populus mutabilis* zusammengefaßten Blätter und das von Unger als *Populus gigas* beschriebene und abgebildete Blatt zum Vergleich in Betracht.

Populus mutabilis Heer ist aus Oeningen (Obermiozän), Schoßnitz, Parschlug, *Populus gigas* Ung. aus Parschlug, *Carpinus grandis* Ung. aus Radoboj und Köflach bekannt geworden.

Die Flora hat obermiozänen bis unterpliozänen Charakter.“

Bei der Verarbeitung der Bohrproben von III konnte ich folgende Schichtfolge feststellen (Tafel 3):

- bis 0.8 m Humus, Lehm
- „ 1.8 m Torf
- „ 17 m Moränenton¹⁾ (Würm-Eiszeit) mit größeren Geschieben, bei 9 m erratischer Block (12 bis 17 m mit Kohlenstückchen)
- „ 23 m Sand (jungtertiär)
- „ 29 m Quarzsotter (jungtertiär)
- „ 31 m Sand und Ton mit kleinen Kohlenstückchen
- „ 33 m Ton, zäh mit Kohlensplintern
- „ 36 m Ton grün
- „ 40 m Ton hell- und dunkelgrau
- „ 42 m Ton grau

1) Kein diluviales Konglomerat bis zum Jungtertiär.

- bis 44 m Ton grau mit Kalkknuern
 " 46 m Ton hellgrau
 " 48 m Ton hellgrau
 " 50 m Ton grau, schwachsandig, mit Kalkknuern
 " 51 m Ton hellgrau
 " 52 m Ton etwas mehr sandig
 " 54 m Ton grau
 " 55 m Ton grau, fest
 " 56 m Ton graugrün
 " 57 m Ton grau, zähe
 " 58 m Ton grau, zähe
 " 59 m dto.
 " 60 m Ton graugrün
 " 61 m Ton sandig, glimmerig mit Kohlenrömmern
 " 62 m dto. mit Kohlensplittern
 " 63 m dto.
 " 64 m deutlich geschichteter, gebänderter Ton, sandig glimmerig mit Kohlensplittern
 " 65 m Ton sandig, glimmerig mit Kohlensplittern
 " 66 m dto.
 " 67 m Sand, tonig mit Kohlensplittern
 " 68 m dto.
 " 69 m Ton stark sandig, glimmerig
 " 70 m Ton schwach sandig mit Pflanzenresten
 " 71 m Ton graugrün mit Blatteinlagen
 " 72 m Ton graugrün
 " 73 m Ton blaugrau
 " 74 m Ton grün, fett, mit Blattresten
 74, 30 bis 75, 47 m erstes Flöz (1·2 m)
 10 cm Zwischenmittel: blauer Ton mit Kohlensplittern, mit sandiger Einschaltung.
 75, 57 bis 77, 93 m zweites Flöz (2·4 m).
 22 cm blauer Ton als Zwischenmittel mit Pflanzenresten.¹⁾
 78·15 bis 80·4 m drittes Flöz (2·2 m)
 bis 82·4 m Ton weißblau, feuerfest
 " 84·4 m Ton eisenhaltig, sehr fett
 " 87·77 m Ton licht, vollkommen sandfrei
 " 90·7 m Ton gelb, vollkommen sandfrei
 " 92·28 m Quarzsand grob, mit zahlreichen Kohlenstücken
 " 93·46 m Quarzsand sehr fein
 " 96 m Quarzschotter konglomeriert (auch mit Geschieben von weißem Quarzitschiefer)

Durch Erreichung der Quarzsande von 90·7 bis 93·46 m und der darunter befindlichen Quarzschotter ist der Beweis erbracht, daß man es hier noch immer mit dem Hangendgebirge des miozänen Schliers zu tun hat und daß der Ton zwischen dem Liegendflöz und den Quarzschottern nicht etwa schon dem Schlier angehört.

Die Bohrung V (Vordergröben) am Abfall des Moränenplateaus gegen die postglaziale Salzachterasse (S. H. 394 m) wurde in der Teufe von 58·5 m mit einem Flöz von 3½ m Stärke fündig. Es entspricht fast genau dem Oberflöz der unteren Hollersbacher Flözgruppe, während in den Teufen 44—50 m Überreste des oberen Hollersbacher-Stockhamer-Wildshuter Flözes durchfahren wurden, indem gerade in diesen Teufen der in Koblenntähe grünlich sich färbende Ton zahlreiche Kohlenrömmern führte.²⁾ (Tafel 3.)

¹⁾ Bemerkenswert erscheint mir das Vorkommen sehr deutlicher Rutschstreifen, besonders im mittleren Flöz und im unteren Zwischenmittel.

²⁾ Auch zwischen 30·3—32·9 sind im Tertiärschotter massenhaft Kohlenrömmern gefunden worden. Wahrscheinlich liegt in dieser Lage ein Überrest eines noch höheren Flözes vor, das durch den schotterbringenden Fluß aufgearbeitet wurde.

Der Liegendton mit seiner bunten Färbung (violett, gelb- und weißgrau) hat manche Ähnlichkeit mit dem Liegendton von Stockham und Wildshut, obgleich hier die tiefere Flözgruppe anzunehmen ist.

Das Flöz wurde bei der Bohrung mit der Schlammbüchse einwandfrei beobachtet und gemessen, und zwar hatte es kein Zwischenmittel. Bei der Bohrung mittels Spirale wich letztere dem Flöz aus, wobei Trümmer der Kohle vom Flöz frisch abgerissen und dem in der Spirale höflichen Tegel eingelagert wurden. Offenbar schneidet das Flöz an dem graugrünen Tegel ab. (Vgl. Tafel 3.)

Die Bohrung dürfte gerade eine Verwerfung oder einen Absitzer angefahren haben. Es könnte sich allerdings auch um einen Kolk im Flöz handeln, der geschaffen wurde von dem Fluß, der die hangenden Schotter im Ton gleich über der Kohle absetzte. Im Falle einer Verwerfung kann die Mächtigkeit des Flözes noch größer als 3·5 m sein, denn es ist leicht möglich, daß bei einer schrägen, etwa westlich fallenden Verwerfung die Bohrung erst den tieferen Teil des Flözes durchörterte und den oberen Teil des Flözes nicht berührte.

Die Bearbeitung der Bohrproben zeigte folgendes Profil:

- | | | |
|---------|--------|---|
| bis 1 m | Humus | |
| " | 1·6 m | blauer Seeton |
| " | 3 m | Schotter (bis kindskopfgroße Geschiebe) |
| " | 3·45 m | Sand wasserführend |
| " | 5 m | grober Schotter |
| " | 6·3 m | Ton blaugrau, schwach sandig mit kleinen Kohlenstücken (von hier an Jungtertiär) |
| " | 7·1 m | schwachsandiger Ton, meist grau, mit kleinen Kohlenstückchen |
| " | 22·5 m | sandiger Ton, grau mit Kohlenstückchen |
| " | 24·6 m | sandiger Ton mit Geschieben (Quarz) und Kohlenstückchen |
| " | 25·8 m | grober Sand und Feinschotter mit Kohlenstückchen |
| " | 32·9 m | loser grober Schotter, vorwiegend Quarz-, auch zentralalpine, seltener kalkalpine Geschiebe. Von 30·3 m bis 32·9 m mit zahlreichen Kohlenstrümmern, vielleicht von der Zerstörung eines Flözes herrührend |
| " | 35 m | feiner Schotter mit viel Kalkgeschieben |
| " | 38 m | grauer Ton mit wenig Geschieben und gelegentlich Kohlenstückchen |
| " | 39 m | Ton ohne Geschiebe mit Kohlenstückchen |
| " | 40 m | Ton grau mit kleinen Geschieben und mit Kohlenstückchen |
| " | 41 m | Ton grau ohne Geschiebe und mit Kohlenstückchen |
| " | 43 m | Ton grau mit kleinen Geschieben |
| " | 44 m | Ton grün mit etwas mehr Geschieben und einigen größeren Kohlenstücken, wahrscheinlich von einem zerstörten Flöz |
| " | 47 m | Ton grün mit Geschieben (bei 46·3 m grober Schotter) und mit etwas Kohlenstückchen |
| " | 48 m | Ton grau ohne Geschiebe |
| " | 55 m | Ton graugrün mit kleinen Geschieben und ab 51 m mit Kohlenstückchen |
| " | 57 m | Ton grün mit kleinen Geschieben |
| " | 58·5 m | Ton graugrün mit zahlreichen Geschieben und Kohlenstückchen |
| " | 62 m | auf der Bergseite 31·5 m Kohle, auf der Westseite Ton graugrün mit wenig Geschieben |
| " | 63 m | Liegendton des Flözes, verschiedenfarbig, violett, gelb, rot und weißgrau |
| " | 64 m | Sand mit etwas grünlichem Ton |
| " | 67 m | Ton grau mit Geschieben (Milchquarz). |

Bei Gegenüberstellung des Bohrprofils von Bohrung V mit II fällt zunächst der große Unterschied auf, daß der Tertiärschotter von II (Seehöhe der Basis 389 m) in der Bohrung V (Seehöhe der Basis 361 m) um 28 m tiefer erscheint. Die petrographische Beschaffenheit ist eine außerordentlich ähnliche, auch die Mächtigkeitsverhältnisse sind nicht sehr verschieden (bei II 13 m, bei V über 7 m). In beiden Bohrpunkten erscheint unter dem tertiären Schotter Ton und dann erst die Kohle. Erschwert schon die tiefere Schotterentwicklung bei Bohrung V die direkte Vergleichbarkeit mit II, so kommt für die Parallelisierung der Schichten noch das

Moment als erschwerend dazu, daß bei Bohrung II seinerzeit in verschiedenen Teufen Spülbohrung angewendet wurde, so daß keine sicheren Bohrproben vorliegen. Insbesondere muß bedauert werden, daß der Ton zwischen den beiden Flözgruppen von Hollersbach, etwa zwischen 80 und 90 m, nur durch Spülbohrung durchörtert worden war, so daß nicht feststellbar ist, wie das unmittelbar Liegende der oberen und das Hangende der unteren Hollersbacher Flöze beschaffen ist.

Die beiden Schotter lassen sich nicht identifizieren, denn die Neigung der Tertiärschotter, bezw. des damaligen tertiären Schotterkegels würde eine zu starke sein, so daß sie nicht als primär aufgefaßt werden könnte. Hat nämlich die Basisfläche der Tertiärschotter bei V eine Seehöhe von 389 m, die von II eine Seehöhe von 361 m, so ergäbe sich für den tertiären Schuttkegel ein Gefälle von 28 m auf 900 m Entfernung, also 31 Promille; das ist ein viel zu steiles Gefälle für eine Schotteranschwemmung. (Man vergleiche dazu, daß die heutige Salzachschorterfläche zwischen Salzhurg [412 m] und Oberndorf [390 m] auf eine Länge von 18 km bloß ein Gefälle von 22 m aufweist, also nur 1·2 Promille.)

Wollte man also die beiden Tertiärschotter miteinander identifizieren, so bliebe zur Erklärung der verschiedenen Höhenlage nur noch die Annahme einer Verwerfung oder einer nach West gerichteten Flexur übrig. Wir halten aber eine Erklärung durch eine Flexur oder Verwerfung zwischen II und V, um die tiefere Lage der Tertiärschotter bei V zu erklären, für sehr unwahrscheinlich; daher versuchen wir eine Identifizierung der Flöze bei Annahme verschiedener lokaler Lagen der Tertiärschottereinschwemmungen.

Die Tertiärschotter im Hangenden des vermuteten Flözrestes von 32 m bei V erscheinen dann als lokale Einschwemmungen in diesem Gebiet, während in der gleichen Zeit bei II in der entsprechenden Teufe, etwa zwischen 50 bis 60 m, keine Einschwemmung von Schottern eintrat, sondern nur sandige Tone zum Absatz gebracht wurden.

Die hangenden sandigen Tone von V lassen sich wieder gut mit den Tönen der Bohrung II der Teufe etwa von 33 bis 50 m in Einklang bringen. Während die Schichtfolge bei V nach oben hin infolge Auflagerung einer wenig mächtigen diluvialen bezw. postdiluvialen Schotterdecke abgeschnitten ist, hat sich bei Punkt II über dem tertiären Ton noch eine mächtige tertiäre Schotterkappe erhalten, die wieder vom Diluvium überlagert wird.

Wir kommen daher zum Ergebnis, daß die Tertiärschotter der beiden Bohrungen stratigraphisch zwei verschiedenen Niveaus angehören, womit der Vergleich der beiden Profile gut durchführbar wird. Bei V hat also ein lokaler Bach das oberste der „oberen“ Hollersbacher Flöze zerstört, ebenso die übrigen „oberen“ Hollersbacher Flöze, und zwar ein Bach, der bei II nicht vorhanden war, so daß bei II sich die Flöze ungestört entwickelt haben. Die „unteren“ Hollersbacher Flöze sind dagegen an beiden Orten wahrscheinlich in übereinstimmender Mächtigkeit vorhanden.

Vergleichen wir den Bohrpunkt V mit Bohrpunkt III (Stockham).

Bei fast horizontaler Verbindung der Schichten von V mit III miteinander ergibt sich eine recht befriedigende Übereinstimmung. Das Flöz der Bohrung V entspricht genau dem zerstörten unteren Stockhamer Flöz, von dem nur Reste im Schotter bei 92 m angefahren wurden und der Flözrest von 44 m von V ist vergleichbar mit dem mächtigen Stockhamer Flöz bei III in 75 bis 80 m.

Die Tertiärschotter erscheinen wohl bei III nicht in der gleichen Höhe wie bei V, sondern es war damals sowohl bei III wie bei II eine weitere Sedimentation von Ton eingetreten; der tertiäre Schotterkegel von V in der Teufe von 26 bis 32 m war daher nur ganz lokal. Sonst zeigen sich die Hangendeschichten der beiden Punkte in guter Übereinstimmung.

Bohrung I (Hintergröben), Seehöhe 379 m, wurde nach meinen jetzigen Erfahrungen zu früh eingestellt. Wahrscheinlich verrieten sich Überreste des Wildshuter-Stockhamer Flöztes in 30 m Teufe. Tiefer wäre die Bohrung wohl auf das Flöz von Vordergröben (untere Hollersbacher Flöze) fündig geworden (Tafel 3).

Der Vergleich zwischen I und V läßt ziemlich gute Übereinstimmung erkennen; nur gehen die tertiären Schotter von V etwas tiefer als bei I, was angesichts der

mit einer Neigung nach N vor sich gegangenen Ablagerung des von den Alpen herkommenden Flußschotter nicht befremdlich ist.

Nachstehend das Bohrprofil:

- bis 0.85 m postglazialer Salzachsilt
 " 2.7 m postglazialer Salzachsotter
 " 6.7 m lockere Moräne (kalkreich) der letzten Eiszeit (Würm)
 " 8.3 m verfestigte Moräne (kalkreich) der vorletzten Eiszeit (Riss) mit erratischen Blöcken
 " 8.8 m Quarzsotter („Deckensotter“)
 " 9.8 m verfestigte Moräne der drittletzten Eiszeit (Mindel)
 " 12 m kiesige Quarzsotter mit zahlreichen Kohlenstücken (Jungtertiär von hier an)
 " 14 m Ton fett
 " 17 m Schluffsand mit Kohlenstückchen
 " 21 m Ton fett, zäh, schwach sandig mit Kohlensplittern
 " 24 m Schluffsand mit Kohlensplittern
 " 27 m Ton schwach sandig mit Kohlensplittern
 " 29 m Ton fett mit Kohlensplittern
 " 33 m Schluffsand
 " 35 m Ton zäh, fett
 " 36 m Ton fett
 " 38 m Ton
 " 39 m Ton blau
 " 40 m Ton blau, etwas sandig
 " 48 m Ton blau (bei 45 m mit viel Kohlensplittern)

Die Bohrung IV (Pirach) war taub. Aber gerade in den Lagen, in welchen bei Annahme einer sehr flachen Lagerung der Flöze die obere und untere Flözgruppe zu erwarten stand (um 95 m und um 110 m), fanden sich viele Kohlenrümmer im grünen Ton und überdies gerade hier Feinkies-Einschwemmungen, offenkundig von von S kommenden Bächen herrührend, welche das Flöz in der Nähe vertaubten. Aus der Kleinheit der Geschiebe und den zahlreichen Kohlenrümern kann geschlossen werden, daß auch bei Pirach ein oder mehrere Flöze in der Nähe sich befinden. Die Bohrung wurde vielleicht zu früh eingestellt. Die grüne Beschaffenheit des Tegels in der Tiefe, die vielen Kohlensplitter besonders ab 105 bis 111 m sind Anzeichen von Kohlennähe und sprechen dafür, daß das Liegende noch nicht erreicht worden ist. Auch die typischen Liegendtone sind hier noch nicht beobachtet worden (Tafel 3).

Das Bohrprofil stellt sich folgendermaßen dar¹⁾:

- | | | | | |
|-----|-------|---|--|------------------------------------|
| bis | 1 | m | Alluvialton mit Torf | |
| " | 5 | m | Moränenschotter und Moränensand | } jüngere
Würm-Eiszeit |
| " | 9.8 | m | Moränenschotter, grob, lose | |
| " | 10.6 | m | Konglomerat, kalkärmer, mit zahlreichen zentralalpinen Geschieben | } Alt-Würm-Eiszeit
(oder Riss?) |
| " | 12 | m | Moränenschotter, kalkreich | |
| " | 13.85 | m | Konglomerat, kalkreich | |
| " | 41 | m | jungtertiäre graue Tone, fett, kalkreich, bei 21.5 m bereits mit etwas Kohlensplittern | |
| " | 42.5 | m | Sand schwach tonig, mit kleinen Geschieben | |
| " | 53 | m | hellgrauer fetter Ton; bei 51 m ein Kalkgeschiebe im Ton; bei 53 m mit größeren Geschieben | |
| " | 64 | m | Wechsel von Sand- und Tonschichten, Sandschichten aber überwiegend, darunter sehr feine Sande, manchmal Schluffande; ab 59 m im Ton wiederholt kleine Geschiebe von Quarz, Kristallin und Kalk eingelagert, die bei der Schlemmung besonders deutlich zu sehen sind. Diese Kiese sind zu | |

¹⁾ Auf Grund des genaueren Profils (nach den Bohrproben) zusammengezogen.

vergleichen mit den pliozänen Quarzschottern, welche jedoch hier in Alpennähe sich mehr mit Kalkgeschieben anreichern: Sie bilden aber keine zusammenhängenden Schotterflächen, sondern nur lokale Einlagerungen im Ton.

- bis 91.5 m graue Tone mit kleinen Geschieben von Quarz, Quarzit, Kristallin und Kalk, Dolomit und mit gelegentlichen Kohlensplintern; bei 67 m zahlreichere Geschiebe und Kohlensplinter, von 72 bis 91.5 m sehr seltene Geschiebeeinlagerungen
- " 92 m graugrüne Tone mit Kohlensplintern
- " 95 m Tone mit Geschieben und Kohlensplintern
- " 99 m Tone mit zahlreichen Geschieben und zahlreichen Kohlensplintern. Bei 96.55 m zahlreichere größere Kohlenstücke, wohl Überreste des oberen Flöztes, des bei der Bohrung Stockham angefahrenen Kohlenflöztes.
- " 103 m vorwiegend Sand, Kalksand
- " 108 m Ton mit vielen, aber kleinen Geschieben und zahlreichen Kohlenstückchen, zwischen 105 bis 106 m und 106 bis 107 m größere Kohlenstücke (Überreste eines zerstörten Flöztes?)
- " 110.2 m Ton mit kleinen Geschieben, mehr graugrün mit zahlreichen Kohlensplintern
- " 112 m graugrüner Tegel mit kleinen Geschieben und einigen sehr großen Lignitstücken (Überrest eines Flöztes?)
- " 113.0 m graugrüner Tegel mit Geschieben
- " 113.5 m grauer Tegel mit Geschieben
- " 113.7 m hellgrauer Ton mit etwas Geschieben
- " 114 m graugrüner Ton mit Geschieben und gelegentlichen Kohlenstückchen
- " 115.8 m grauer Ton mit Geschieben und Kohlenstückchen
- " 116.6 m Schotter mit Ton (sehr schotteriger Tegel), hier offenbar die Hauptschwemmung durch einen Bach
- " 118 m grauer Ton mit Geschieben und Kohlenstückchen

Die profilmäßige Gegenüberstellung der Schichtfolge des Bohrpunktes IV mit dem Bohrpunkt III (Stockham) lehrt, daß bei IV das Diluvium weniger mächtig ist als bei III, offenbar deshalb, weil der Punkt schon mehr an der Scheide zwischen den beiden Furchen liegt, die vom eiszeitlichen Salzachgletscher einerseits im Ibmermoos und in der Moosachgegend, anderseits im Salzachbecken oberhalb Ostermiething ausgeschürft worden sind. (Deshalb hat sich beim Bohrpunkt IV auch ein höherer Tertiärsockel unter den Moränen erhalten.)

Die Tone und Sande des Jungtertiärs entsprechen in den beiden Bohrungen einander ziemlich gut, unter der Zone der fetten grauen Tone folgt wie dort ein Wechsel von Tonen und Sanden und sandigen Tonen; die Tone reichern sich zugleich mit Kohlensplintern an. Die bei der Bohrung IV häufig im Ton ab 59 m zu beobachtenden kiesigen und schottrigen Einschwemmungen sind als lokale Einschwemmungen von Alpenbächen in die damaligen Süßwasserseen zu deuten. Durch diese häufigen kiesigen Einschwemmungen im Ton unterscheidet sich das Bohrprofil wesentlich vom Bohrpunkt III.

Aus dem Profil Pirach erhellt die Lage von drei Zonen schwachkiesigen Tones, welche außerordentlich viel und große Kohlenstücke führen, die nur von der Zerstörung eines Flöztes in der nächsten Nachbarschaft durch einen lokalen Bach herrühren. Diese Kohlenstrümmen führenden Lagen wurden durchfahren:

1. In 96.5 m Teufe, was nach der absoluten Meereshöhe genau dem unteren Teil des mächtigen Stockhamerflöztes der Bohrung III entspricht und ebenso Flöz 1 und 2 und eventuell auch 3 der Bohrung Hollersbach, was gleichfalls hinsichtlich des Bohrpunktes Hollersbach eine fast ganz horizontale Lagerung des Flöztes ergibt.

2. 105 bis 107 m zahlreiche größere Kohlenstücke; hier liegt sicher auch ein durch lokale Flußwirkung aufgearbeitetes, bzw. zerstörtes Flöz vor, das genau dem Flözrest in 92 m Teufe der Bohrung Stockham entspricht. Diese Lage korrespondiert höchstwahrscheinlich auch mit der oberen Partie von Flöz 4 von Hollersbach, so daß nur eine ganz schwache Neigung von Pirach nach Hollersbach besteht.

3. Der dritte Flözrest ist zwischen 110 bis 112 m Teufe vorhanden, wo einige sehr große Kohlenstücke beobachtet wurden. Die Höhe entspricht Flöz 4 der Bohrung Hollersbach, wobei wieder nur eine sehr schwache Neigung von Pirach nach Hollersbach resultiert.

Nebenbei sei bemerkt, daß dieser Parallelismus der Flözfolge gestützt wird durch korrespondierende Lagen von Sand- bzw. sandigen Ton-Schichten, indem die Sande der Bohrung Pirach von 98·5 bis 103 m mit den sandigen Tonen von 80 bis 86 m Teufe der Bohrung Hollersbach zu vergleichen sind. Eine starke Neigung und Aufrichtung der Flöze besteht also im Profil Pirach-Hollersbach nicht.

Von Bedeutung ist ferner der Gesichtspunkt, daß die Kohlenrümmlerlagen und die Schichten mit zahlreichen Kohlensplütern gelegentlich bis 2 m Mächtigkeit und mehr erreichen, so daß daraus auf mächtigere Flöze in der Nachbarschaft geschlossen werden könnte.

Es sei übrigens noch angemerkt, daß auch noch die tiefsten Schichten der Bohrung Pirach Kohlensplütern führen, so daß die Möglichkeit für das Vorhandensein eines noch tieferen Flözes im Gebiete besteht.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß NO von Wildshut eine größere Kohlenmulde liegt, die eben erst entdeckt wurde und welche wir „Neu-Wildshut“ nennen wollen. Sie besteht aus zwei Flözgruppen, zu deren oberer das Wildshuter Flöz gehört. Letzteres, bei Alt-Wildshut 2 bis 3 m maximal messend, verstärkt sich nordöstlich, bei Stockham zu fast 6 m, so daß daraus gefolgert werden kann, daß eine Hauptkohlenmulde sich in Neu-Wildshut befinden muß.

Beide Flözgruppen liegen auf Grund des Vergleiches der Bohrprofile nur sehr wenig geneigt.

Wenn wir die obere Flözgruppe als Wildshuter (W), die untere als die „unteren“ Hollersbacher (U. H.) bezeichnen, so ergibt sich folgendes Verhalten:

Bohrpunkte: I	II	III	IV	V
W ausge-	W	W	W ausge-	W ausge-
waschen	U. H.	U. H.	waschen, aber	waschen, aber
U. H.		wahrscheinlich	in der Nähe	in der Nähe
wahrscheinlich		ausgewaschen,	U. H. ausge-	U. H.
nicht erbohrt		vielleicht aber	waschen, aber	
		nicht erbohrt	in der Nähe	

Die Vertaubungen und Auswaschungen sind wohl Bächen zuzuschreiben. Die „obere“ Flözgruppe erscheint ausgewaschen bei I, IV und V, woraus zwei Bachläufe zu konstruieren sind, einer im westlichen, einer im südöstlichen Teil des Gebietes, die aber nur lokal ausgewaschen haben konnten. Die „untere“ Flözgruppe ist wahrscheinlich überall vorhanden, nur bei Pirach (aber wohl nur lokal) vertaubt, so daß daher den tieferen Flözen nach dem bisherigen Stand der Erkenntnis östlich der Salzach auf Grund der Erfahrungen von „Neu-Wildshut“ eine größere Verbreitung zukommen dürfte.

Bohrung VI („Kohlgrub“, beim Bauernhaus Kaspar Florian, Seehöhe ca. 433 m) war taub. Angesichts der Höhe des Wildshuter Flözes in zirka 360 bis 380 m, in Stockham in Seehöhe zirka 350 m, wäre es hier etwa um 360 bis 370 m Seehöhe zu erwarten gewesen. Es fehlt hier ebenso wie das tiefere Hollersbacher Flöz. Wohl aber stellten sich im sonst grauen Ton graugrüne Verfärbungen mit zahlreichen Kohlensplütern ein, gerade um 375 und 365 m Seehöhe, so daß hier wohl Überreste von Flözen vorliegen (Wildshuter und vielleicht auch das untere Hollersbacher Flöz). Der Zusammenhang der Kohlenplatte zwischen Wildshut und Stockham ist also bei Kohlgrub unterbrochen.

Das Bohrprofil lieferte die Überraschung, daß die ganze Bohrung bis 104 m Teufe nur Ton durchhörte und kein tertiärer Quarzschotter etwa wie bei II und III angetroffen wurde, was dafür spricht, daß die in die Tone eingeschalteten (tieferen) Quarzschotter nur lokal eingestreut sind. Die oberen 8 m durchstießen vorherrschend graue Grundmoränentone, die hier scheinbar unmerklich in die tertiären, seltener schwach sandigen, ebenfalls grauen Tone übergehen. Kleinere Geschiebe von Quarz, seltener Kristallin und Kalk wurden darin gelegentlich beobachtet, reicher in den Teufen 15 bis 17, 28 bis 30, 36 bis 40, 44 bis 46, 57 bis 61, 80 bis 82 m. Größere Geschiebe von kalkalpinen und kristallinen Gesteinen, bis zu Halbfautgröße, beobachtete ich bei 16 m (Amphibolitschiefer), 33 m (Zentralgneis), 37 m (Amphibolit und Hornstein-Jurakalk), 45 m (Quarzit) und 61 m (Plassenkalk). Diese Geschiebe stellen also lokale Einschwemmungen von Bächen dar, welche in die Seen mündeten, aus welchen sich die Tone niederschlugen.

Unter dem Ton folgen ab 104 bis 133 m hellgraue, sehr feine Sande, in den tieferen Lagen mit Ton gemischt, häufig mit Kohlensplittern. Vielleicht entsprechen diese Schichten schon den Oncophora-Sanden; dann würden die Kohlensplitter bereits aus den Kohlenestern des oberen Schliers stammen, in welchem sie gelegentlich vorkommen.

Die Bohrung ist also von Wichtigkeit, weil sie eine Mindestmächtigkeit von 100 m der Süßwasserschichten im Hangenden der Oncophora-Sande festgestellt hat.

Kehren wir zu unserer Kohlenmulde zurück. Ihre Verbreitung gegen S und SO kann aus Folgendem ersehen werden. Im Reithergraben, SO Wildshut, entdeckte ich einen Kohlenausbiß.

Hier waren auch zwei alte Stollen (Seehöhe zirka 390 m), die auf der Karte von Camillo Wagner 1893 angegeben sind. (Fig. 1.)

Am Ende des „Animusgrabens“ erscheint in Seehöhe 385 m gleichfalls ein Kohlenausbiß. Es handelt sich aber wohl um ein Hangendflöz des Wildshuter. Am rechten Gehänge der Moosach¹⁾ bei der Siegelmühle ist etwa 8 m unter dem Rideauabfall gleichfalls ein 15 m langer Ausbiß (Seehöhe zirka 400 m) einer dichten Kohle von 15 bis 20 cm Mächtigkeit bloßgelegt, der 1922/23 versuchsweise beschürft wurde.

Im Stollen zeigte sich nach wenigen Metern eine Mächtigkeitszunahme auf 30 cm. Das Hangende bilden blaue und graue Tone, das Liegende weißsandige, zähe, graue und ziegelrote Tone, wie ich sie auch vom Liegenden der Kohle im Graben W von Reith gefunden habe. Das hier wohl vorhandene Oberflöz fällt demnach sehr schwach nördlich ab.

Bei der Meislinger Mühle im Moosachtal wurden 1898 bei Grabungen zahlreiche Lignitplatten im Tegel, ebenso längs des Mühlkanals große Platten von Kohle angefahren. (Seehöhe 395 bis 400 m).

Im Bachbett konnten dank dem Niedrigwasserstand 1923 oberhalb, nahe der scharfen Talbiegung, größere Kohlenplatten beobachtet werden, offenbar wiederum Teile eines Oberflözes.²⁾

Dieses erst jetzt wieder entdeckte Flöz gab wohl den Anlaß zu der Abteufung eines aus den fünfziger Jahren stammenden, aber bald wegen Wassereintruches aufgelassenen Schachtes³⁾ der Miesbacher

1) = Öllinger-Graben der alten Bezeichnungen, von wo auch in der älteren Literatur Kohle erwähnt wird.

2) Seichte Grabungen könnten dessen Stärke feststellen. Wohl von ihm leiten sich die zahlreichen Kohlenrümpfer in der Moräne ab, die ich gegenüber am rechten Moosach-Talgehänge fand.

3) Die Auffindung danke ich dem um die Durchforschung der weiteren Umgebung von Wildshut sehr verdienten Steueramtsdirektor Karl Behr.

Gewerkschaft, welchen Fugger¹⁾ 36 m tief angibt; die dort unter Ton angefahren Kohle liegt demnach in Seehöhe zirka 364 m. Es dürfte sich daher hier kaum um das Wildshuter, sondern um die tieferen Hollersbacher Flöze handeln. Dieses Kohlenvorkommen an der Moosach liegt, solange die Weilhartbahn nicht ausgebaut ist, transporttechnisch sehr günstig (nahe der Industriebahn zum 0·5 km entfernten Bürmoos).

Das Kohlenhoffnungsgebiet von Wildshut reicht jedenfalls über die Moosach gegen Bürmoos, wo bei Brunnengrabungen 2 m Kohle angefahren wurde, bis Launprechtshausen.²⁾ Hingegen tritt gegen S, unterhalb Oberndorf an der Salzachsteillehne, wohl infolge einer Aufwölbung, bereits Schlier zutage.

Ausdehnung und Verteilung der Flöze N und O der Kohlenmulde von Neu-Wildshut sind wegen des Mangels an Bohrungen noch unbekannt. Hier ist wohl das Haupthoffnungsgebiet zu erwarten.

Gegen NW hin habe ich in einigen Kohlenausbissen im Steinbachtal, westlich Ostermiething, die oberste Flözgruppe konstatiert.

So gleich unterhalb des Gehöftes Hillinger an zwei Stellen am linken und nordwestlich am rechten Gehänge des Baches. Unter postglazialen Schotter (bezw. Moränen im W) folgen blaue Tone, darin das 15 bis 18 cm starke blättrige Flöz (Seehöhe zirka 390 m), darunter graue Tone. Im rechten Seitengraben von Steinbach, dem Wolfsgraben, beobachtete ich im blauen Ton kopfgroße Lignitstücke.

Auch der Untergrund von Ostermiething dürfte ein Flöz in geringer Tiefe enthalten. Bei Grabung des Brunnens des Hauses Lothaller (Kranz in Seehöhe etwas unter 400 m), stieß man in 8 m Tiefe auf Ton mit großen Kohlenrümern; das Flöz ist also wohl unter 390 m Seehöhe gelegen. Tiefere Grabungen oder Bohrungen sind hier noch nicht erfolgt.

Die Bohrung Steinbachtal³⁾ (nahe der Grabensohle, Seehöhe 378·1 m, Tiefe 152 m, 1921) durchörterte sechs schwache Flöze (0·2 bis 0·85 m Stärke), die für die Nähe des Muldenrandes sprechen. Davon lassen sich die unteren wieder mit den tieferen Hollersbacher Flözen identifizieren, was eine ungefähre Horizontalität ergibt, während das Flöz in 40 m Tiefe dem Wildshuter bzw. oberen Hollersbacher entspricht (daraus Anstieg nach Hollersbach um 2·5 Promille).

Das oberste Flözchen fällt heraus, es äußert sich vielleicht bei Hollersbach in den Kohlenrümmerresten in 33 m Teufe, woraus sich gleichfalls eine Neigung von 2·7 Promille errechnet. Das unterste (sechste) Flöz war Glanzkohle mit muscheligen Bruch. In dessen Liegendem erscheinen noch Quarzschotter, wie bei II, dann Schwimmsand (artesisches Wasser), wahrscheinlich die Oncophora-Schichten und Schlier. (Tafel 3.)

Die Schichtfolge der Bohrung war folgende:

bis 0·5 m Schotter (wahrscheinlich postglazial)	bis 3·3 m Kohle (0·3 m)
" 0·85 m Kohle (0·35 m)	" 7·5 m Ton blaugrau
" 3·0 m Ton grün	" 11·5 m Ton gelb
	" 16·4 m Ton blau

1) Fugger, Das Salzburger Vorland. Jahrbuch, 1899, S. 365, gibt den Schacht allerdings am linken Gehänge an, während er am rechten gelegen ist. 1872 wurde ein Schacht 20 m abwärts abgeteuft, der aber wieder ersänft ist.

2) Fugger (Jahrbuch), erwähnt Kohlensandstein von den unteren Oichten.

3) Dieses und die Bohrprofile von Radegund verdanke ich Herrn Oberbergat Ing. E. Sporn (Salzburg) der St. Radegunder Kohlenbergbau-Ges.

bis 16·8 m Ton und Sand	bis 53·2 m Ton blau
„ 22·6 m Ton grau	„ 60 m Schotter
„ 23·4 m Ton grün	„ 61 m Schotter lettig mit Kohlen-
„ 31·2 m Ton grau, fest	stücken
„ 35·4 m Ton und Sand	„ 66·9 m Schotter und Ton graugrün
„ 38·5 m Sand und Schotter	„ 70 m Schotter lettig
„ 41·2 m Ton grau	„ 81·1 m Schwimmsand
„ 41·5 m Kohle (0·25 m)	„ 90·2 m Ton blau
„ 42·1 m Schotter	„ 91·4 m Ton braun
„ 42·4 m Kohle (0·3 m)	„ 93·1 m Ton sandig
„ 47·8 m Ton grau	„ 104·0 m Ton grau, schlierartig
„ 48·4 m Kohle (0·65 m)	„ 114·0 m Ton weißgrau
	„ 125·2 m Ton grün
„ 52·6 m Ton graugrün	„ 152 m Ton grau, glimmerig, schlier-
„ 52·9 m Kohle (0·25 m)	artig

Nach dem Ergebnis der Bohrung werden also die Flöze von „Neu-Wildshut“, wie wir die neu entdeckte Kohlenmulde nannten, gegen NW hin schwächer.

B. Radegund und weitere Umgebung.

NW von der Wildshuter Kohlenmulde, innerhalb der Kurve des Salzachdurchbruchs durch die Endmoränen sich ausbreitend, folgt die Kohlenmulde von Radegund. Das von der Salzach tief durchrissene Plateau ist von sehr mächtigen Endmoränen und fluvioglazialen Schottern gebildet, unter denen das kohlenführende Jungtertiär am Steilgehänge vielfach deutlich austritt.

Die Bohrung Ettenau, Seehöhe 369, 409 m (1920), nordwestlich der Bohrung Steinbachtal im Talboden nahe der Radegunder Straße gelegen, gestattet durch den Vergleich mit Steinbach eine beiläufige Verbindung beider Kohlenlager herzustellen (Tafel 3). In Seehöhe 363·3 m wurde nur ein schwaches (0·15 m) Flöz angefahren (wahrscheinlich dem unteren Hollersbacher Flöz angehörend und vergleichbar den drei beisammenliegenden tieferen von Steinbach), darunter kam dieselbe Schichtfolge wie im Steinbachtale: Quarzschotter (zum Teil rein, glasig), Ton grau, Ton sandig, Schwimmsand (mit artesischem Wasser)¹⁾. Die äquivalenten Schichten steigen von Steinbach gegen Ettenau, also gegen NW hin an, und zwar um 2 bis 8‰, was Neigungen von wenigen Minuten (höchstens 0° 30′) ergibt. Ettenau liegt also näher einer Aufwölbung, Steinbach näher einer Mulde.

Berücksichtigt man die Verbindung des Liegenden, speziell des gleichen Schwimmsandes, so beträgt die Neigung gegen SO 2‰, hinsichtlich der Kohlenflöze 8‰, hinsichtlich der Hangendschichten etwa 5‰.

Das Bohrprofil zeigt folgendes Bild der Mächtigkeiten der Schichten:

bis 0·7 m Humus	bis 8·45 m Sand mit Quarzgeröll
„ 3·8 m Sand	„ 8·95 m Schotter fest
„ 5·75 m Schotter grob	„ 10·25 m Tegel blau, sandig
„ 6·10 m Konglomerat	„ 10·75 m Sand blau
„ 6·25 m Kohle	„ 22·85 m Schotter fest
„ 7·1 m Sand fest, grau	„ 24·05 m Sand grau, fest
„ 7·35 m Schotter	„ 24·35 m Schotter

¹⁾ Es wurde aus 57 m Tiefe 8 bis 10 m hoch über den Bohrlochaufschlagspunkt geschleudert!

- bis 27·20 m Ton blau, fest
- " 32·25 m Ton blau, sandig
- " 37·35 m Ton grau, sandig
- " 39·75 m Ton grau, sandig, mit Schotter
- " 40·25 m Sand graublau

- bis 40·75 m Ton grau
- " 41·65 m Sand graublau
- " 42·05 m Ton grau
- " 42·35 m Sand graublau
- " 53·05 m Ton grau, sandig
- " 60·00 m Schwimmsand mit Schotter

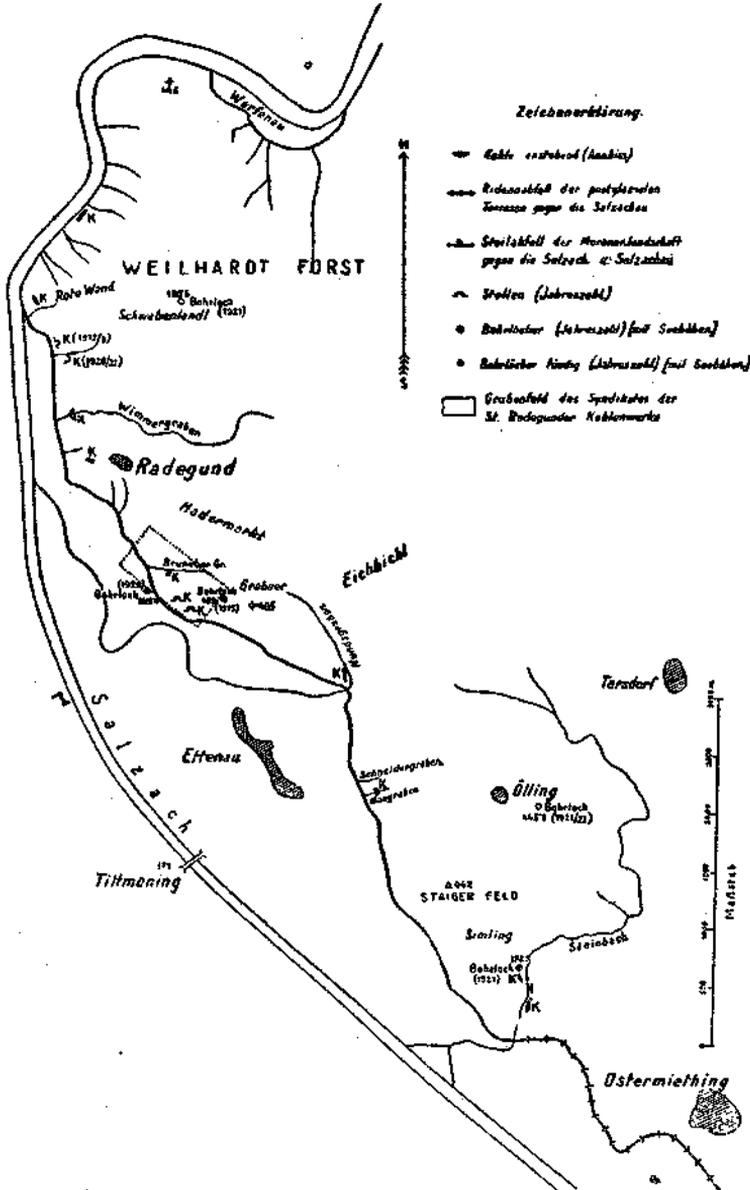


Fig. 3. Das Kohlengbiet von Radegund und Umgebung.

Die Bohrung Ölling (Seehöhe 445·9 m, Teufe 106 m, 1921/22) hat keine Kohle erreicht; zahlreiche Kohlenstücke und -trümmer wurden in den Moränen und tieferen Schottern gefunden. Die Kohlenstücke der tieferen Lagen bestanden wieder aus Glanzkohle. Die Bohrung erschloß vornehmlich Moränen, einen steten Wechsel von groben Schotter, Sand und blaugrauen, zähen Letten (besonders 7 bis 73 m Teufe). Das Eis

hat offenbar hier stärker das Jungtertiär geschürft und die Furche nachher ausgefüllt. (Vgl. auch im Folgenden Fig. 3.)

Am Steilhang von Radegund zur Salzach tritt dagegen eine mächtigere Gruppe der Süßwasserschichten unter der Quartärdecke zutage. Das Profil von Radegund zur Salzach zeigt klar die Position des hier abgebauten, sogenannten Mittelflözes (vgl. Tafel 3):

Radegund (Kirche) liegt auf geschichteten, verfestigten Schottern (Quarz, etwas Kalk), offenbar fluvioglazialen Ablagerungen nahe den Endmoränenwällen der Würm-Eiszeit; darunter folgen die Süßwasserschichten, bis zur Salzach über 30 m abgeschlossen, und zwar:

- Mehl-Sande
- Tone sandig, auch blaue Tone (Töpfertone)
- Flöz, Seehöhe zirka 395 bis 400 m
- Tonschiefer (2 bis 3 m)
- Sand
- Quarzkies und feinerer Quarzschotter (bis zur Talsohle)

Die Kohle lagert in einem 1·5 bis 3·5 m mächtigen mergeligen Ton¹⁾. Das unmittelbar Liegende bilden Tone mit zahlreichen Schnecken (*Planorbis*) und Pflanzenresten.

Herr Hofrat Dr. Fritz Kerner-Marilaun hat die Bestimmung letzterer freundlichst vorgenommen. Er schreibt darüber: „Die allermeisten Blätter stammen von *Carpinus grandis* Ung. Ein Blatt dürfte von *Acer trilobatum*²⁾ Al. Br. stammen, ist aber nicht zu diagnostizieren, weil die Blattränder fehlen; ein kleines, ganzrandiges Blättchen ohne erhaltene Nervatur könnte ein *Vaccinium*-Blatt sein.“ Die Flora deutet also auf ein dem heutigen Klima ähnliches, jedenfalls kein subtropisches hin.

Da unter dem Flöz noch mächtige Quarzschotter erscheinen (vgl. auch eine kleine, 13·5 m tiefe Bohrung unterhalb des Radegunder Stollens), so ist das Radegunder Flöz sicher ein Hangend-Flöz und ist unter dem Schotter noch eines zu erwarten; es könnte daher nur mit dem oberen, Wildshuter, vergleichbar sein und vom Steinbach-Profil mit dem oberen Flöz daselbst, woraus sich eine schwache Neigung von Radegund nach O, etwa mit 5·2 Promille, ergäbe.

Das bei der Brunnengrabung der Finanzwachkaserne von Radegund angefahrne, nur 0·2 m messende, in 430 m Seehöhe, also 30 m über dem Radegunder Flöz gelegene Flöz ist ein Oberflöz und wäre vergleichbar dem Oberflözrest von Hollersbach und dem obersten Flöz von Steinbach.

Anzeichen für zwei verschiedene Flöze finden sich auch bei der Begehung der Gräben östlich Radegund (vgl. Fig. 3). Einen Kohlenausbiß (und zwar einen tieferen) markieren die zahlreichen Kohlenfndlinge (mit bis 20 cm starken Platten) im blauen Ton, besonders am rechten Gehänge des Hundegraben, während das Oberflöz durch Kohlenausbisse im Haagrabn und im N davon befindlichen Schneidergraben [W Wapping] (hier Mindeststärke 0·6 m, Seehöhe 425 m) repräsentiert ist; im Liegenden erscheinen Sande und Schotter.

Das Radegunder „Mittelflöz“ ist nach früheren Betrieben (zuletzt 1911/12) seit 1919 vom Syndikat der St. Radegunder Kohlenwerke A. G.

¹⁾ Er eignet sich nach Mitteilungen zur Erzeugung von Zement.

²⁾ Ist auch vom Hangendtegel von Alt-Wildshut bekannt geworden (C. v. Ettingshausen, Sitzungsber. d. math. nat. Kl. d. kais. Akad. d. Wiss. 1852, IX. S. 40 ff).

durch mehrere Einbaue in Abbau genommen (Stollen zirka 30 m über der Salzachebene). Die Mächtigkeit beläuft sich auf 0·7 bis 0·9 m. Am Ausgehenden 0·6 m messend, nimmt sie mit der Stollenlänge zu und erreicht 1·4 m bei 100 m Stollenort.¹⁾

Die Wolfsegg-Trauntaler Kohlen A. G. hat (zuletzt 1913) vom Plateau aus das Flöz erbohrt. Eine Bohrung beim „Grabner“, Seehöhe zirka 460 m, gelangte nach übereinstimmenden Aussagen in zirka 70 m Tiefe auf das $\frac{3}{4}$ bis 1 m starke Flöz. Es ist auch nach der Seehöhe (zirka 390 m) unbedingt das Radegunder Flöz. — (Über die Bohrung beim „Burger“ ist mir nichts weiteres bekannt.)

Über die Beschaffenheit der Kohle gibt folgende in Fohnsdorf durchgeführte Analyse Aufschluß:

C	41·2
H	2·64
O+N	16·33
H ₂ O	28·3
S (verbrennl.)	1·35
Asche	10·18

In mehreren Ausbissen entlang des Salzachsteilgehänges ist das Radegunder Flöz verfolgbar; so in rund 400 m Höhe im Brunnerberger Graben, im „Sandbruch“ am Eingang zum Graben (Seehöhe 401 m), in der Bachsohle (Seehöhe 402·5 m), namentlich im Wimmergraben (Seehöhe 396 m)²⁾ und bei der Salzachbiegung (Rote Sand, Seehöhe 396·6 m, Stärke 0·3 bis 0·4 m). (Fig. 3.)

1912/13 und 1920/21 wurden nordwestlich vom Wimmergraben in Seehöhe 395 bis 396 m zwei Stollen von 25 bzw. 55 m Länge vorgerieben, welche die Kohle 0·2 bis 2 m mächtig antrafen.

Eine Karte des Freifahrungskommissärs Camillo Wagner, 1843, die ich im Revierbergamt Wels durch das Entgegenkommen von Herrn Hofrat Dr. Aigner einsehen konnte, verzeichnet alte Baue beim Jarlbauer, im Wimmergraben, bei Raitenhaslach usw.

Zur Ermittlung, wie weit von der Salzach ostwärts in das Plateau sich das Flöz fortsetze, wurde 1921 die Bohrung Schwabenlandl (Seehöhe 480·5 m) niedergebracht (Fig. 3).

Die Bohrung durchörterte Moränen und Konglomerate und drang in den tertiären Quarzschottern, Sanden und Tonen vor. Sie blieb bis zur Endteufe von 137 m (Seehöhe 343 m) taub. Das Flöz ist hier zerstört; zahlreiche Kohlenstücke sind aber in den Seehöhen 348 und 343 m angetroffen worden. Gestängebruch und Wassereinbrüche verhinderten die Klarlegung, ob hier mit einem tieferen Flöz gerechnet werden kann.

Bemerkenswert sind zwei tiefere Flözausbisse im westlichen Weilhardtforst in den Seehöhen 365 und 364 m, also etwa 30 m unter dem Radegunder Flöz, die vielleicht dem unteren Hollersbacher Flöz entsprechen.³⁾ Auch die Feststellung von zahlreichen Kohlentrümmern in einem bis 10 m über den Salzachspiegel hinaufreichenden

¹⁾ Nach der Verleihungsurkunde des Revierbergamtes Wels, 1913.

²⁾ Abdeckungen des Flözes wurden von H. Oberberggrat Sporn (1910/11) vorgenommen, dem auch die Höhenangaben zu danken sind.

³⁾ Eine Bohrung in der Werfenau 1920 (Seehöhe 371 m) ging durch verschiedene Tegelschichten, ohne die tiefere Kohle zu finden; sie wurde in 13·5 m Tiefe wegen Überschwemmung eingestellt.

sehr mächtigen Ton im Gebiet des Wimmergrabens, im Liegenden des Radegunder Flözes, läßt auf das tiefere Flöz schließen.

Es liegen demnach bei Radegund drei Flözhorizonte vor: Ober-, Mittel- und Unterflöz.

Die Fortsetzung des Radegunder Flözes läuft über Wanghausen und Ach an der Salzach.¹⁾ Bei Ach liegt ein Flözausbiß in der Nähe des Zimmermeisterhauses Offenbacher und wurde in der Sohle des Wassergrabens innerhalb der ersten Straßenschleife Ach—Mattighofen abgedeckt.

Im Hansel- und Natterngraben (Tafel 3) beobachtete ich das Flöz im blauen Ton²⁾ unter Sand, dessen Hangendes Hochterrassenschotter sind, während das Liegende bis zur Salzach feine Quarzkiese bilden.³⁾

Im Graben S von Wanghausen ist die gleiche Schichtfolge wie im Hansel- und Natterngraben unterhalb Ach zu beobachten (Tafel 3), nur liegen die gleichen Schichten hier etwas höher als im Hanselgraben, woraus ein Gefälle nach NO resultiert.

Wegen schlechter Aufschließung sind keine Kohlenausbisse zu sehen.

Die erwähnte Karte vom Jahre 1843 verzeichnet zwei alte Stollen im Tiefentaler Graben bei Wanghausen und im Stampfgraben bei Ach.

Bei gleicher Schichtfolge von Radegund, Wanghausen und Ach ist demnach die Identifizierung mit dem Radegunder Flöz unzweifelhaft. Das Gefälle nach Ach ermittelt sich daher mit 2·7 Promille.

Tief gelegene Flöze haben zwei von der Bohrunternehmung Aufschläger in Simbach für den Wengbauer ausgeführte Bohrungen auf artesisches Wasser bei Aufhausen an der Salzach kennen gelehrt.⁴⁾ Zwei schwache Flöze, deren Stärken mir Herr Aufschläger mitteilte, liegen hier noch im Tertiärschotter; es kann sich dabei aber nicht um das Radegunder Flöz handeln, da letzteres im höheren Niveau N von Weng durch die letzteiszeitliche Erosion weggewaschen worden ist.

Unsicher ist das tiefste Flöz, aus 120 m Tiefe, das im oberen Schlier läge. Die Bohrung I SW Aufhausen durchörterte denselben (gelegentlich Schwefelkies darin) noch über 200 m tief.

1) Die Bohrung beim Försterhause Hörndl (Seehöhe zirka 466 m), die über den Zusammenhang der Flöze von Steinbach mit Ach Aufschluß geben könnte, war taub und durchfuhr angeblich 75 m „Konglomerat“, worin wohl zum größeren Teil Moränen zu erblicken sind.

2) Der blaue Ton wird vom Hanselgraben gegen SW hin am Talgehänge mächtiger.

3) Die Bloßlegung der beiden Ausbisse zur Feststellung der Mächtigkeit wäre notwendig. Im Hanselgraben ist das Flöz auf $\frac{3}{4}$ m Stärke bloßgelegt, kann aber noch mächtiger sein. Im Natterngraben sind die Aufschließungen mangelhaft.

4) In 250 m Tiefe wurde Wasser von 14° R. erschrotet. Das Vorkommen artesischen Wassers hier wie bei anderen Bohrungen (auch Schwimmsand) deutet auf flache Neigungen des Jungtertiärs hin. Eine Faltung des Schliers wurde übrigens besonders durch die Tiefbohrung Eisenhub, wo Neigungen von 20 bis 30° von mir festgestellt wurden, aus der Mitte des Alpenvorlandes wie auch von der bayerischen Tiefbohrung Julbach westlich Braunau bekannt.

Das Flöz wird allerdings von der letzteren eng benachbarten Bohrung (I) nicht erwähnt, trotzdem es bei II nach anderen Berichten 0·8 m oder 1·2 m Stärke (?) gehabt haben soll.

Nach einem Bericht an das Revierbergamt ist im Schlier in 150 bis 160 m Tiefe ein Flöz von sogar 1·2 m Mächtigkeit angefahren worden, die mir aber nicht glaubwürdig erscheinen kann.

Zusammenfassung.

1. Die Kohlenformation, aus deren Pflanzenresten auf ein dem heutigen ähnliches Klima geschlossen werden muß, bildet die letzte Etappe ruhiger Verlandung und Sedimentation nach Abschluß der marinen Flachseesedimentation des Schliers und der *Oncophora*-Schichten. Trotz häufig ebenflächiger Auflagerung sind Erosionsdiskordanzen sowohl zwischen den beiden letzteren Schichtgliedern und gegen die Kohlenformation, sowie auch wohl innerhalb und oberhalb dieser anzunehmen. Besonders die mächtige Überschüttung durch die unterpliozänen Grobschotter bezeichnet ein fast katastrophenartiges Hereinbrechen größerer Alpenflüsse, das wohl mit einer Akzentuierung des Reliefs in den Alpen einberging.

2. Abgesehen von den ursprünglichen, zum Teil in der Entfaltung von Erosionsdiskordanzen begründeten Unregelmäßigkeiten der Ein- und Auflagerungen der nicht marinen Schichten sind zur Erklärung der verschiedenen Höhenverteilung der äquivalenten Schichten (so auch der Kohlenflöze), wellenförmige Aufbiegungen und muldenförmige Einbiegungen heranzuziehen (z. B. Aufwölbung von Radegund, Mulde von „Neu-Wildshut“, Mulde von Aufhausen, Queraufwölbung im südwestlichen Kobernauser Wald usw.). Diese leichten Wellungen sind jedoch nur ein Abklang der stärkeren Faltung des Schliers des Alpenvorlandes, besonders der tieferen Lagen, welche nach dem Ergebnis der Tiefbohrung Eisenhub dort sogar 20 bis 30° Neigungen schuf.

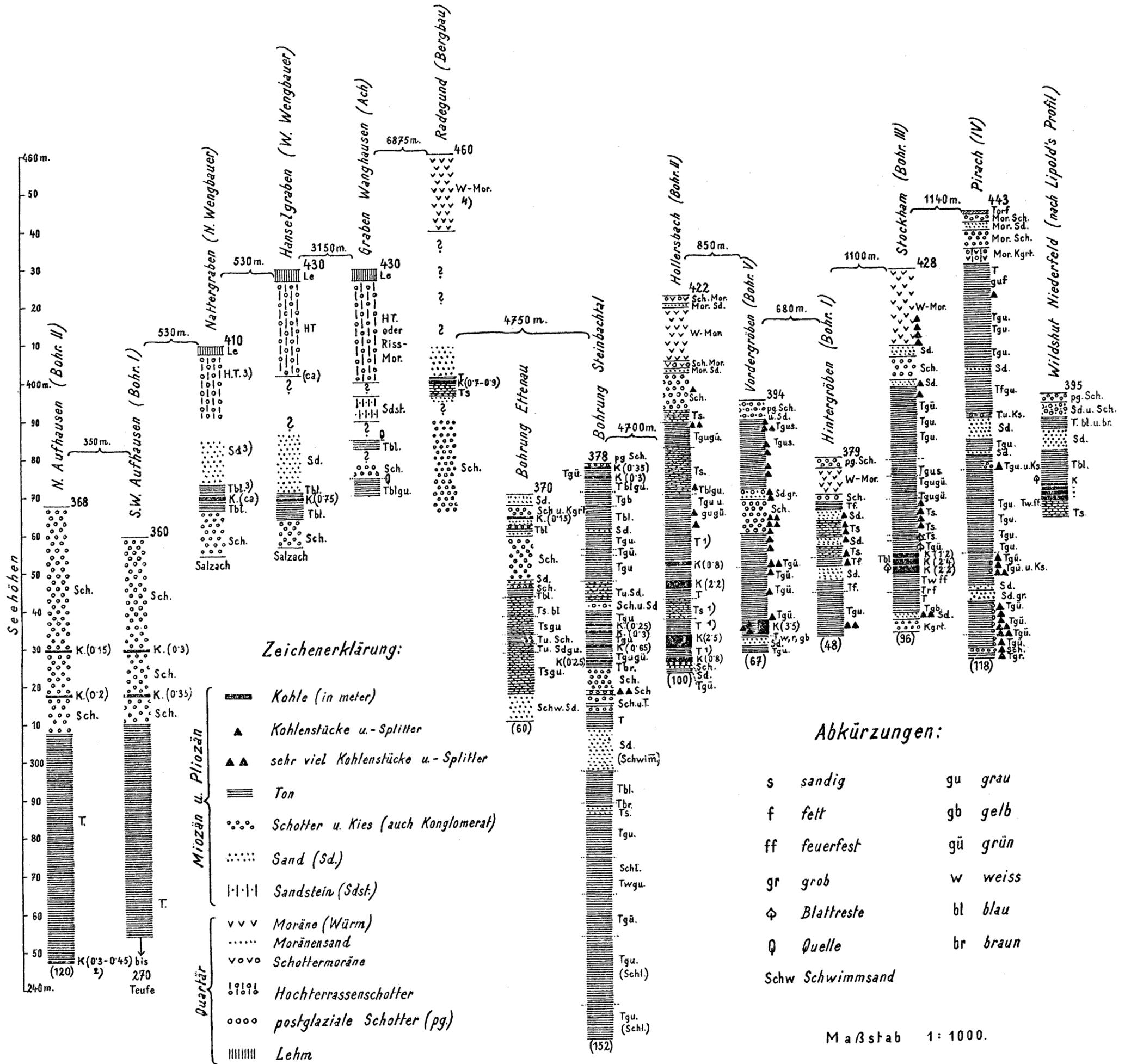
3. Die gesammelten Beobachtungen lehren, daß die zwischen den Unterpliozän-Schottern und den *Oncophora*-Schichten, bzw. dem Schlier sich einschiebende Kohlenformation zwischen dem Hausruck und dem Salzach-Inngebiet, in verschiedene Kohlenmulden aufgelöst, durchläuft. Die Anordnung der Kohlenmulden ist wohl begründet sowohl in der Entwicklung von mit den erwähnten Diskordanzen in Verbindung stehenden Erosionsreliefs als auch in Einbiegungen und Aufwölbungen der Schichtglieder. Die Kenntnis der Kohlenmulden ist jedoch wegen des noch erheblichen Mangels an Bohrungen lückenhaft. Jedenfalls sind große Teile des Innviertels als noch gar nicht, oder zuwenig beschürfte Kohlenhoffnungsgebiete anzusprechen.

4. Ähnlich wie im Hausruck lassen sich auch im westlichsten Oberösterreich mindestens zwei Hauptflözgruppen unterscheiden, die zum Teil sich durch bessere Kohlenbeschaffenheit gegenüber dem östlichen Teil auszeichnen. Während die obere Hauptflözgruppe an verschiedenen Orten bereits bekannt ist, wurde die tiefere im Westen erst kürzlich entdeckt; weitere Erfahrungen über die Verbreitung der tieferen Gruppe würden durch mehrere Bohrungen gewonnen werden können.

5. Die bessere Beschaffenheit der Kohle von Neu-Wildshut im Vergleich zu den anderen Gebieten, ist wohl der dort eingetretenen stärkeren Inkohlung wegen der mächtigeren Überlagerung und Einbettung in mächtigen Tonen zuzuschreiben. Mit der besseren Qualität verbindet sich stellenweise ansehnliche Mächtigkeit bei Vorhandensein auch des tieferen Flözes, so daß das Gebiet von Neu-Wildshut, das auch gegenüber Alt-Wildshut größere Kohlenstärken aufweist, als aussichtsreichstes Terrain für die nächste Zukunft zu bezeichnen ist. Wir stehen jedoch erst am Beginn der Erschließung des neuen Kohlenbeckens. Die Gewinnung muß aber schachtmäßig erfolgen.

Inhalt.

	Seite
I. Allgemeine geologische Verhältnisse	197—200
II. Die Kohlenvorkommen im Kobernauser Wald (und im westlichen Hausruck)	200—205
III. Die Kohlenvorkommen des westlichen Inn-Salzachkreises	205—226
A. Wildshut und weitere Umgebung	206—221
B. Radegund und weitere Umgebung	221—226
Zusammenfassung	226—227



1) Ohne Unterscheidung wegen Spülbohrung
 2) Kohlenmächtigkeit nach anderen Berichten 1,2 m!
 3) Mächtigkeit unbekannt wegen schlechter Aufschließung
 4) Diluvium nach den Aufschlüssen von der Kirche Radegund nach SO.

Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch“ des Allgäu.

Von H. P. Cornelius.

(Mit 3 Textfiguren.)

Eines der ältesten und meistumstrittenen Probleme der Alpengeologie bilden die „exotischen Blöcke“ — jene z. T. gewaltigen Blöcke zumeist kristalliner Gesteine, für die eine Heimat nirgends in der Nähe — und, soweit man danach gesucht hat, auch meist nicht in der Ferne — auffindbar ist. Sie begleiten den Außenrand der Alpen und Karpathen von Savoyen bis nach Rumänien. Zahlreiche Forscher haben ihren Scharfsinn und teilweise ihre Phantasie aufgeboten zur Lösung des Rätsels — bis heute ohne durchgreifenden Erfolg. Es ist nicht möglich, hier das gesamte Problem an Hand der sehr umfangreichen Literatur zu erörtern; ich verweise diesbezüglich auf die Zusammenstellung von Geyer¹⁾ und die Ausführungen von Arnold Heim.²⁾ Auf die speziell das Allgäu betreffenden Arbeiten werde ich im Zusammenhange zu sprechen kommen.

In den Ostalpen kann als klassisches Gebiet für exotische Blöcke das westliche Allgäu gelten. Trotzdem waren unsere Kenntnisse sowohl über ihre Natur wie über ihr geologisches Vorkommen dortselbst sehr unbefriedigend geblieben. Das führte mich auf den Gedanken einer Neuuntersuchung, die ich in den letzten Jahren vornahm. Die Bayrische Akademie der Wissenschaften gewährte mir hiezu zweimal namhafte Unterstützungen, für welche ich auch an dieser Stelle den schuldigen Dank aussprechen möchte. Über die Gesamtheit meiner Aufnahmeergebnisse wird hoffentlich an anderer Stelle berichtet werden können; ein vorläufiger Bericht liegt bereits vor,³⁾ dessen Angaben freilich z. T. zu berichtigen sind. Hier soll nur speziell von den exotischen Blöcken die Rede sein, und zwar in erster Linie eben jenes neu aufgenommenen Gebietes. Dasselbe umfaßt die Gegend zwischen dem Rohrmooser- und Hirschgundental im S, dem Balderschwangental im N, reicht im W bis an die Subersach bei Sibratsgfall in Vorarlberg und erstreckt sich gegen O mit einem schmalen Streifen längs der Schönberger Ache bis zum Illertal. Zur topographischen Übersicht dient am besten das Blatt Rindalpkorn-Ost des bayrischen topographischen Atlas 1 : 50.000. — Mehr anhangsweise soll sodann auch noch auf eine Reihe von Vorkommnissen aus anderen Teilen des Allgäu eingegangen werden.

Im Gegensatz zu manchen Versuchen, die Herkunft exotischer Blöcke auf spekulativem Wege zu ermitteln, betrachtete ich eine genaue, insbesondere auch mikroskopische Untersuchung und Vergleichung der Gesteine als meine Hauptaufgabe. Eine Reihe von Fachgenossen unterstützten mich dabei in liebenswürdigster Weise durch Begutachtung

meines Materials sowie durch Überlassung von Vergleichsobjekten. Es sind dies die Herren Hofrat Becke und Oberbergrat Hammer in Wien, Dr. H. Milleitner † in München sowie Dr. R. Staub. Ihnen allen sei auch an dieser Stelle bestens gedankt.

I. Die Vorkommen im Bolgenkonglomerat des westlichen Allgäu.

1. Fundorte, speziell am Bolgen.

Meine Untersuchungen in diesem klassischen Gebiet exotischer Blöcke haben ergeben,⁴⁾ daß dieselben dort gar nicht dem Flysch im eigentlichen Sinne des Wortes angehören, sondern in der Hauptsache einem flysch-ähnlichen Schichtglied von wahrscheinlich Unterkreidealter, den Junghansenschichten, die dem Verband der überschoben auf dem Flysch liegenden Klippen angehören. Es wurde auch bereits mitgeteilt, daß die Blöcke dortselbst nicht isoliert oder schwarmweise, sondern als regelrechte Konglomeratlager auftreten; und der weitere Fortschritt der Kartierung hat ergeben, daß es sich in den Junghansenschichten um ein einziges solches Lager handelt, dessen vielfache Wiederholungen durch eine komplizierte Tektonik bedingt sind (abgesehen ist dabei von ganz wenigen zweifelhaften Fällen auf der Südseite des Feuerstättkopfes). Dieser Konglomerathorizont sei nach seinem klassischen Vorkommen auf der südlichen Seite des Bolgen als Bolgenkonglomerat bezeichnet.

Auf seine einzelnen, recht zahlreichen Aufschlüsse näher einzugehen verbietet hier leider der beschränkte Raum. Ich muß diesbezüglich auf meine Klippenmonographie verweisen und erwähne hier nur, daß die schönsten und an mannigfaltigen kristallinen Gesteinen reichsten Vorkommen sich befinden am S-Abfall des Bolgen (östlich vom „Steinhausen“, sowie im Walde über P 1473 und auf der Rippe östlich vom Kessel der Grasgeren-Alpe), an und über dem Wege von der Schönberger-Alpe zur Mittelalpe sowie in den verschiedenen Gräben (besonders dem südlichsten) westlich des Gehöftes Junghansen im obersten Balderschwanger Tale. Nur vom ersterwähnten dieser Vorkommen muß etwas ausführlicher gesprochen werden, wegen der Berühmtheit, die es in der Alpengeologie erlangt und der wechselvollen Deutungen, die es erfahren hat.

Die kristallinen Gesteine am Bolgen wurden anscheinend um 1800 von Pfarrer Peterich in Obermaiselstein entdeckt.⁵⁾ In die Öffentlichkeit kam anscheinend die erste Nachricht darüber durch F. v. Lupin,⁶⁾ der bereits verschiedenartige Gesteine fand (Granit, Gneis, Glimmerschiefer) und feststellte, daß es sich um ein räumlich engbegrenztes Vorkommen handelt. Er hält es für unwahrscheinlich, daß diese Gesteine anstehen, und spricht die Vermutung aus, sie seien ein riesiges Blockwerk, aus den Zentralalpen hertransportiert zu einer Zeit, da das trennende Kalkgebirge noch eine sanft geneigte undurchtalte Fläche bildete. Uttinger⁷⁾ betonte sodann ihre Einlagerung als Nagelfluhe zwischen den Schichten der „Sandsteinformation“. Hingegen erklärten Sedgwick und Murchison⁸⁾ die kristallinen Gesteine zuerst für eine keilförmig von unten durch den Flysch emporgetriebene Masse, unter Hinweis auf deren Kontakt mit sehr verschiedenartigen Flyschgesteinen, und brachten sie in Zusammenhang mit Basaltdurchbrüchen auf dem S-Ufer der Schönberger Ache (als solcher wurde anscheinend der dort anstehende Grünsandstein des Gault mißdeutet!). Später spricht sich Murchison⁹⁾ dahin aus, daß der sogenannte Gneis und Glimmerschiefer nichts anderes als stärker

umgewandelte Glieder der Flyschgruppe seien. Demgegenüber betont Studer¹⁰⁾ wieder die Blocknatur der kristallinen Gesteine; die größeren Blöcke beständen aus einem gneisartigen Granit, „der in den Ötztaler Gebirgen die Zentralmasse bildet“. Die Möglichkeit, daß es sich um erratisches Material von dorthier handle, wird in Erwägung gezogen; als andere käme nur in Betracht, daß die Blöcke Reste von zerstörten Konglomeratlagern des Flysch seien. Als solche hat sie weiterhin auch Gümhel¹¹⁾ aufgefaßt; nach Beobachtungen im Kindsbangettobel lagere das Riesenkonglomerat gleichförmig zwischen den gewöhnlichen Gesteinsarten des Flysch. Dazu ist jedoch zu bemerken, daß es sich an jener Lokalität (gemeint können nur die Aufschlüsse an dem Weg im Tobel gleich nördlich Rohrmoos sein) nicht um „Riesenkonglomerat“ handelt, sondern um polygene Breccien, deren Elemente kaum über Faustgröße hinausgehen (vgl. S. 261). Der Augengneis des Bolgen wird als überraschend ähnlich mit dem des Bayrischen Waldes bezeichnet, auf die Seltenheit von Kalkmaterial hingewiesen, das kristalline Material überhaupt von einem zerstörten Rücken zwischen Alpen und Bayrischem Walde hergeleitet. Dieser Auffassung ist Gümhel auch später treugeblieben¹²⁾. Neue Auffassungen brachte die Erkenntnis der überschobenen Lagerung weiter Alpengebiete. Bei Rothpletz¹³⁾ erscheint der „Granit“ des Bolgen als Deckscholle von der Basis seiner rhätischen Schubmasse; v. Seidlitz vergleicht ihn mit den Gneis- und Granitschollen an der Basis der ostalpinen Decken im Rhätikon.¹⁴⁾ Mylius hält ihn dagegen zwar auch für anstehend, aber aus der Tiefe durch den Flysch heraufgeschoben, an eigens zu diesem Zwecke konstruierten Verwerfungen.¹⁵⁾ Demgegenüber betont Tornquist,¹⁶⁾ daß der „Granit“ in einer Konglomeratzone steckt und daß dies kein zufälliges Zusammentreffen sein könne — daß jener selbst nur einen Riesengneisblock des Konglomerats darstelle. In neuester Zeit kommt Richter¹⁷⁾ zu einer ähnlichen Auffassung; und auch meine eigenen Untersuchungen haben insoweit dasselbe ergeben, als ich den „Granit“ als Bestandteil des Konglomerats betrachten muß.

Das Vorkommen ist dort zu suchen, wo auf Blatt Fischen 1 : 25000 des topographischen Atlas von Bayern die Buchstaben „hau“ des Wortes „Steinhaufen“ stehen — d. h. etwa 200—250 m östlich vom Steinhaufen selbst, der sich (aus auffälligen hellen Sandsteinblöcken bestehend) auf der östlichen Begrenzungsrippe des Talkessels der Grasgeren-Alpe bei etwa 1600 m Höhe befindet. Das Konglomerat bildet nun in der gleichen Höhe eine größtenteils dicht bewaldete, etwa 100 m weit horizontal verlaufende Rippe. An ihrem östlichen Ende sieht man einen etwa 10 m³ großen Block von grünlichgrauem bis violettgrauem Quarzporphyr und unmittelbar nördlich davon einen etwa gleichgroßen Granitgneisblock mit senkrechter, O-W streichender Schieferung. Am W-Ende ist ein Block des gleichen Augengneises zu treffen von etwa 25—30 m³, mit etwa N 10° W streichender Schieferung; und darunter liegt eine wohl noch größere Masse von fast nicht geschiefertem Gneisgranit, ohne daß sich jedoch sicher entscheiden ließe, ob sie mit dem vorgenannten zusammenhängt oder einen Block für sich bildet. Längs der Kante zwischen diesen beiden Eckpunkten ist eine Reihe von Blöcken desselben Gneises sichtbar, von z. T. eckigen Formen — Bruchstücke größerer Blöcke! — Doch läßt die starke Bewachsung nichts über den Verband im Anstehenden erkennen. Allein bei nur geringem Abstieg an beliebiger Stelle der S-Seite bemerkt man bald zahlreiche herumliegende kleinere Gerölle, vorwiegend von Gneisen und Glimmerschiefeln verschiedener Art, daneben Quarzporphyre, seltener Granite, endlich auch Dolomit und ganz vereinzelt Aptychenkalk — die typische Zusammensetzung des Bolgenkonglomerats. Kein Zweifel, daß auch die großen Gneisblöcke in diesem liegen! Und daß es sich da nicht um ein zufälliges Zusammentreffen handelt, ergibt sich aus zwei Tatsachen: einmal ist das Streichen des Gneises außerordentlich wechselnd, wie

aus den mitgeteilten Beobachtungen an den beiden Stellen hervorgeht, wo er sich sicher in situ befindet; würde er anstehen, so sollte man einheitliches Streichen parallel der Längserstreckung des Vorkommens erwarten. Und zweitens setzt sich der „Gneisrücken“ nach beiden Seiten absteigend als Rippe am Gehänge fort; deren Zusammensetzung aus polygenem Konglomerat von z. T. weit über kopfgroßen Blöcken ist aber (besonders auf der O-Seite, östlich von einem querenden Wasserriß) deutlich erkennbar. Endlich ist auch die auffallende Größe der Gneisblöcke kein Hindernis — die früher angegebenen Maße von 150, ja von über 1000 m^3 (Mylius) sind an den nachweislich zusammenhängenden, von der Vegetationsdecke entblößten Felsindividuen nicht sichtbar und wenigstens die letztgenannte Zahl bestimmt übertrieben. Blöcke von 20—40 m^3 sind aber auch sonst im Bolgenkonglomerat mehrfach anzutreffen. Endlich könnte man noch aus der Tatsache, daß längs jener Rippe fast ausschließlich Blöcke des gleichen Augengneises zu finden sind, ein Argument zugunsten seines Anstehens ableiten wollen. Allein einmal zeigt bereits jener Quarzporphyr am O-Ende, daß auch andere Gesteine vorhanden sind, und zweitens sind granitische Augengneise allgemein die häufigsten Blöcke — und besonders unter den großen Blöcken — des Bolgenkonglomerats. Eine Anhäufung von Rieserblöcken gerade dieses Gesteins an einem Punkte hietet also nichts Auffallendes.

Der „Granit“ des Bolgen ist also endgültig aus der Zahl der anstehenden Vorkommnisse kristalliner Gesteine am Alpenrande zu streichen.

2. Allgemeines über Beschaffenheit und Vorkommen der Gerölle.

Das Material des Bolgenkonglomerats ist im allgemeinen recht gut gerollt: auch große Blöcke zeigen dort, wo sie frei herauswittern, stets gerundete Formen. Wo sich eckige Begrenzungen finden, sind sie stets als Werk nachträglicher Zertrümmerung aufzufassen; in vielen Fällen läßt sich dies unmittelbar beobachten. Immerhin ist die Abrollung keineswegs so vollkommen, wie bei einem weittransportierten Flußkies: unregelmäßig gebuckelte Oberflächen kommen oft genug vor.

Die Größe der Gerölle schwankt von ganz kleinen, makroskopisch eben noch wahrnehmbaren, bis zu vielen Kubikmetern Inhalt. Mit die größten sind wohl die bekannten Augengneisblöcke am Bolgen (vgl. S. 231); aber auch sonst trifft man nicht allzuseiten solche von ähnlicher Größenordnung. Im nördlichen der bei Junghansen ausmündenden Gräben liegt bei nahe 1300 m ein Gneisblock im Konglomerat, dessen herausragender Teil auf etwa 30 m^3 Volumen schließen läßt. Am Rücken nordöstlich der Schwarzenberg-Alpe bei zirka 1350 m schaut ein Gneisblock mit zirka 10 m^3 aus dem Boden, und einen solchen von 10—15 m^3 fand ich an dem Gehänge südlich des Sulzbaches (SO-Seite des Bolgen), an dem Abhang gegen das Schönberger Achental, ganz oben. Das sind nur ein paar herausgegriffene Beispiele so großer Blöcke, es gibt deren noch mehr; und vollends solche von etwa 1—3 m^3 beobachtet man

fast überall, wo das Konglomerat austreicht — in Menge z. B. im südlichen der bei Junghansen ausmündenden Gräben.

Von Ordnung nach der Größe ist im ganzen sehr wenig zu bemerken. Wohl treten die Riesenblöcke zuweilen gesellig auf — wie eben an der klassischen Lokalität am Bolgen; und anderseits gibt es auch Stellen, wo das Konglomerat nur feines Material zeigt, z. B. im Ränkertobel gleich nördlich vom dortigen Aptychenkalk. Im allgemeinen aber liegen die Gerölle verschiedener Größe bunt durcheinander — die kleinen in den Lücken der größeren oder ein ganz großes zwischen lauter kleineren.¹⁸⁾

Ebenso ist keine Ordnung nach dem Material zu erkennen. Wohl besitzen einzelne Gesteinsarten mehr oder weniger scharf umgrenzte Verbreitungsgebiete — z. B. scheinen manche Granite und Syenite beschränkt auf die Gegend Bolgen—Hörnlealpe—Schelpen. Und ebenso ist mancherorts ein Überwiegen einzelner Gesteinstypen festzustellen — besonders häufig der Gneise, die eben unter dem Geröllematerial überhaupt vorwalten. Fast überall aber trifft man eine sehr bunte, vielgestaltige Gesteinsgesellschaft beisammen.

Auslese nach der Gesteinsart ist ebensowenig in weitergehendem Ausmaß vorhanden. Das zeigen schon die Granite, Gneise usw., die bei einer solchen zu verschwinden pflegen (man vergleiche den Bestand an exotischen Geröllen in der Gosau!). Aber auch manche recht leicht zerstörbare Gesteine finden sich vereinzelt, wie schwarze Tonschiefer, von denen man annehmen darf, daß sie schon bei einem kurzwährenden Transport zwischen härterem Material in der Hauptsache zerrieben werden. Das Fehlen oder die Seltenheit von irgendwelchen widerstandsfähigen Gesteinsarten wird man also nicht auf Auslese beim Transport zurückführen dürfen.

Der Erhaltungszustand der meisten Gerölle ist ein recht guter. Zumal makroskopisch machen sie zumeist einen sehr frischen Eindruck — von häufig vorhandenen Verwitterungsrinden abgesehen. Im Dünnschliff beobachtet man ja freilich sehr oft Anzeichen tiefgreifender Veränderungen — besonders an den dunklen Gemengteilen, die chloritisiert werden, sowie an den Feldspäten. Wieviel davon bereits vor der Einbettung der Gerölle vorhanden gewesen sein mag, wieviel erst bei der rezenten Auswitterung entstanden ist, läßt sich schwer abschätzen. Im ganzen aber scheint es mir nicht wahrscheinlich, daß das Geröllematerial bereits bei seiner Einbettung tiefgehend verwittert gewesen sein könnte; die Desaggregation namentlich der granitischen Massengesteine müßte in diesem Falle viel weiter gediehen sein.

Spuren mechanischer Beeinflussung (nicht des Konglomerats als Ganzem, sondern der einzelnen Gerölle) sind nur in ganz geringem Maße zu erkennen; davon soll bei der Beschreibung der betreffenden Gesteine noch die Rede sein. Wo nichts darüber erwähnt ist, fehlen sie vollkommen.

3. Beschreibung der einzelnen als Gerölle vorkommenden Gesteinstypen.

a) Granite finden sich sehr reichlich unter den Komponenten des Bolgenkonglomerats, besonders auf der Südseite des Bolgen selbst, sowie im Ränkertobel und SO der Oberen Mittelalpe. Auch in den Gräben auf der Ostseite des Schelpenkammes sind sie noch ziemlich häufig. Außerhalb des genannten Bezirkes treten sie mehr zurück, scheinen indessen nirgends ganz zu verschwinden. Ganz allgemein handelt es sich fast ausschließlich um helle, an basischen Gemengteilen arme Gesteinstypen; im einzelnen aber sind sie von beträchtlicher Mannigfaltigkeit.

44*) Ziemlich feinkörniges Gestein aus klarem, glänzend grauweißem Feldspat, gleichfalls grauweißem Quarz, etwas hellem und dunklem Glimmer. Gehänge SO der Oberen Mittelalpe. — Im Dünnschliff bietet der Quarz nichts Besonderes. Der Plagioklas zeigt in albitischer (Lichtbrechung!) Grundmasse neben diffuser Trübung ziemlich zahlreiche neugebildete Muskovitschüppchen; Zwillingslamellen sind deutlich. Der Orthoklas, noch stärker trüb, enthält häufig noch neugebildeten Muskovit, in einheitlichen Individuen gerippeartig den ganzen Kristall durchsetzend. Perthitische Durchwachsung mit Albit (Zwillingslamellen!) kommt vor. — Biotit, stets chloritisiert, ist meist mit Muskovit parallel verwachsen; letzterer findet sich auch in selbständigen großen, meist stark zersetzten Tafeln. Die granitische Struktur erscheint verwischt durch panidiomorphe Anklänge; insbesondere sind kleinere Quarzindividuen, z. T. mit verhältnismäßig gut bipyramidaler Ausbildung, häufig im Orthoklas eingewachsen.

103. Ziemlich grobkörniges Gestein aus grauweißem Quarz, licht-rötlichen, bis etwa 1 cm langen Orthoklasen, kleinen, aber zahlreicheren grünlichweißen Plagioklasen, beide mit glänzenden Spaltflächen. Zurücktretend sind kleine (zirka 3 mm Durchmesser), schön sechseckige Biotite. — Südlicher Graben ob Junghansen auf der Ostseite des Schelpenkammes. — Im Dünnschliff zeigen sich die Orthoklase im höchsten Grade getrübt; die gleichfalls, aber schwächer trüben Plagioklase mit wohl sichtbaren feinen Zwillingslamellen und ganz verschwommen angedeuteter Zonenstruktur stehen sicher dem Albit recht nahe (Lichtbrechung!). Serizitische Neubildungen fehlen durchaus. Der Quarz und der tiefbraune, öfters chloritisierte Biotit bieten nichts Auffälliges. Zirkon vereinzelt in kleinen wohlausgebildeten Kriställchen. Äußerst feine, farblose Nadelchen, vereinzelt oder in kleinen Gruppen in Quarz oder Feldspat eingewachsen, deren Interferenzfarben stets hindurchschimmern und die optischen Bestimmungen unsicher machen, sind vielleicht als Sillimanit zu deuten; gerade Auslöschung und positiver Charakter der Hauptzone glaube ich feststellen zu können. — Die Struktur ist typisch granitisch, der Quarz in meist kleinen, rundlichen oder eckigen Körnern vielfach an den gegenseitigen Grenzen der großen Feldspate (auch die verhältnismäßig gut begrenzten Plagioklase sind relativ groß) eingekeilt, dazwischen in größeren

*) Die Nummern beziehen sich hier und im folgenden auf meine Schlichsammlung, welche ich im paläontologisch-stratigraphischen Institut der Universität München deponieren werde.

Nestern für sich; mit dem Orthoklas ist er meist unregelmäßig verzahnt, auch als Einschluß in beiden Feldspaten vorhanden. Der Biotit bildet z. T. Nester von kleinen Blättern.

122. Gestein ähnlich dem vorigen, nur sind die einsprenglingsartigen (z. T. mehrere Zentimeter langen) Orthoklase von bläulichweißer Farbe. SO Obere Mittelalpe.

Im Dünnschliff unterschieden von 103 durch den perthitischen Charakter der Orthoklase und die meist (bis auf die Randzone) vollkommene Serizitisierung der Plagioklase.

117. Feinkörniger Granit aus weißen, glänzenden Feldspaten, grauweißem Quarz und wenig hervortretenden dunklen Glimmerblättern bestehend; etwas Pyrit. — Graben auf der W-Seite des Schelpen.

Im Dünnschliff fällt auf, daß — im Gegensatz zu den vorigen Gesteinen — der Orthoklas merklich über den vollständig serizitisierten Plagioklas überwiegt.

51. Recht grobkörniges Gestein aus rötlichweißen Feldspatzwillingen und lichtgrauem Quarz. beide bis über 1 cm Durchmesser; untergeordnet lichtgrauer Feldspat mit noch besser glänzenden Spaltflächen und z. T. schon makroskopisch sichtbaren Zwillingslamellen, und dunkler Biotit in z. T. deutlich sechsseitigen Tafeln. — Abhang südlich Grasgeren-Alpe.

Während man den vorwiegenden Feldspat makroskopisch ohne weiteres als Orthoklas bestimmen möchte, ist im Dünnschliff überraschenderweise nur Plagioklas sichtbar. Zum größeren Teil ist er bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt mit Umwandlungsprodukten; zum anderen Teil vollkommen frisch und klar und dann auf Grund der Lichtbrechung als Albit zu bestimmen. Dieser tritt z. T. in selbständigen Individuen auf, teils bildet er mehr oder minder breite Randzonen um die umgewandelten, wohl ursprünglich stärker basischen Plagioklase. Vielfach aber fehlen diesen auch solche Randzonen. Der Biotit, oft reich an Sagenitausscheidungen, zeigt fleckige Umwandlung in Muskovit; teils gut umgrenzt, teils unregelmäßige Fetzen. Quarz ist letzte Ausscheidung, doch auch als rundlicher Einschluß in der albitischen Randzone der sonst gut idiomorphen Plagioklase.

Die interessanteste Gruppe unter den Graniten vertreten die folgenden drei oder vier Gesteine: sie müssen auf Grund des Charakters ihrer Feldspäte als Alkaligranite bezeichnet werden.

15. Grobkörniges Gestein (zirka 1 cm Korngröße), sehr frisch, aus hellgrauem Quarz, weißem bis hellgrauem Feldspat mit glänzenden Spaltflächen, einzelnen kleinen schwarzgrünen Biotiten und silberglänzenden Muskovittafeln. — Abhang SO der Oberen Mittelalpe.

U. d. M. zeigen sich die Feldspäte als verschiedener Art: am häufigsten sind α) meist große, regelmäßig lamellierte Individuen, durchaus klar, doch von ziemlich zahlreichen parasitischen Muskovitblättchen durchwachsen. Sie sind auf Grund der Lichtbrechung ($\alpha', \gamma' < \omega$) und Auslöschungsschiefe (76° nahe $\perp \alpha$) als dem Albit mindestens sehr nahe stehend zu bestimmen. Viel seltener sind β) gleichfalls klare Schnitte mit sehr feiner, unregelmäßig aussetzender Lamellierung; ohne Muskovitneubildung, dagegen stark durchsetzt von Kalzitimpregnationen. In der Lichtbrechung scheinen sie von α) nicht verschieden. Die Auslöschungs-

schiefe konnte leider nicht bestimmt werden. Vielleicht handelt es sich um einen entmischten basischeren Plagioklas, dessen Anorthitanteil unter Neubildung von Kalzit zersetzt worden ist? Endlich finden sich wieder recht reichlich γ) Individuen von eigentümlicher perthitischer Streifung (doch breiter, als man sie normalerweise zu sehen gewohnt ist): der eine Anteil, zwillingslamelliert, stimmt in Lichtrechnung und Erhaltungszustand mit (α) überein, löscht auch wohl mit benachbarten Schnitten von (α) zusammen einheitlich aus und ist somit auch als Albit anzusehen; der andere Anteil, vollkommen trüb und ohne Zwillingslamellen, zeigt schwächere Licht- und Doppelbrechung und muß als Orthoklas betrachtet werden. Über den Quarz, den (primären) Muskovit und den spärlichen, stets chloritisierten Biotit ist hier nichts weiter zu bemerken. Apatit und Pyrit finden sich vereinzelt; Kalzit als Neubildung auf Rissen. — Die Ausscheidungsfolge: Glimmer—Albit—Perthit—Quarz ist deutlich. Die Glimmerlamellen sind meist randlich zwischen die Feldspäte eingeklemmt. Von diesen ist der Albit meist gut idiomorph, sowohl die großen Individuen wie kleine im Perthit eingeschlossene. Der letztere zeigt nur gegen Quarz manchmal kristallographische Umgrenzung. Dieser tritt als Füllmasse auf, gelegentlich aber auch in Form kleiner Einschlüsse in Albit und Perthit. Über das Verhalten des Feldspates (β) läßt sich nichts Bestimmtes mitteilen, da er nur vereinzelt zwischen die Albite eingeklemmt gefunden wurde. — In diesem Gestein sind ausnahmsweise mechanische Deformationserscheinungen: Biegungen der Glimmerblätter, Knickungen der Feldspatlamellen neben undulöser Auslöschung am Quarz festzustellen; doch ist ihre Intensität nicht groß.

17. Ziemlich grobes Gemenge aus grauweißem Quarz und weißem mattem Feldspat, mit zurücktretendem hellem und dunklem Glimmer in kleinen Blättchen. Einzelne einsprenglingsartige Feldspäte erreichen 1—2 cm Länge. — Schelpen, S-Grat.

Im Dünnschliff erkennt man die großen Feldspäte als Orthoklas, z. T. mit undeutlich zwillingslamellierten perthitischen Flecken. Er ist stets etwas trüb, doch arm an serizitischen Neubildungen. Der Plagioklas zeigt sich dagegen zumeist erfüllt von solchem, doch bleiben die Zwillingslamellen stets kenntlich. Häufig sind serizitfreie Randzonen von annähernd reinem Albit, und Schnitte von kleinen idiomorphen Plagioklasen, wie sie sich in den großen Orthoklasen eingeschlossen finden, zeigen z. T. nur solchen, z. T. aber auch noch einen serizitisierten Kern. Endlich finden sich auch noch, aber untergeordnet mikroklinartige Feldspäte mit ganz feiner verschwommener Lamellierung; sie gleichen benachbartem Orthoklas in bezug auf Lichtbrechung, leichte Trübung und geringe Serizitneubildung — wie er enthalten sie auch zahlreiche kleine, regellos angeordnete Einschlüsse von idiomorphem Albit (bezw. Plagioklas mit albitischen Randzonen). Quarz ist reichlich, Biotit desgleichen; stets ist er ausgebleicht oder chloritisiert, dazu durch Rost gelb gefärbt. Zahlreichste feinste Nadelchen durchsetzen ihn teils regellos, teils regelmäßig in drei Richtungen angeordnet (Sagenit). Muskovit in unregelmäßig zerfetzten einschlußreichen Individuen tritt zurück. An Nebengemengteilen ist Apatit verhältnismäßig reichlich, Zirkon, Magnetit und Ilmenit finden sich sporadisch. — In struktureller Hinsicht ist charakteristisch die nester-

förmige Zusammenhäufung der einzelnen Gemengteile (wobei in den Biotitnestern auch die Akzessorien konzentriert sind) — abgesehen von den einsprenglingsartigen Orthoklasen. Diese sind meist schlecht begrenzt und reich an Einschlüssen (idiomorphe Plagioklase und kleine rundliche Quarze). Stellenweise findet sich auch eine mehr gleichmässige Mischung von Biotit, Plagioklas und Quarz mit normaler Ausscheidungsfolge. — Dies Gestein stellt ein Übergangsglied dar von der Gruppe der Alkali-granite zu den normalen Graniten, unterscheidet sich aber von den meisten derselben durch seinen Biotitreichtum.

43. Grobkörniges Gemenge aus weißem Quarz, weißem Feldspat und zurücktretend schwarzem Biotit in z. T. schön sechsseitigen Tafeln. — Hörnle-Alpe.

Im Dünnschliff ähnelt das Gestein Nr. 15: Große Individuen von stark getrübttem Orthoklas, perthitisch mit lamelliertem Albit verwachsen, in unregelmäßig fleckiger Durchdringung; einheitlich lamellierte Albite z. T. mit stark serizitisierten Kernen von ursprünglich wohl etwas basischerem Plagioklas; Quarz; tiefbrauner, z. T. wohlumgrenzter Biotit, mit oft reichlicher Sagenitausscheidung; Muskovit teils als parallele Fortwachsung der Biotite, teils in selbständigen (anscheinend parasitisch auf Kosten der Feldspäte neugebildeten?) Individuen, stets stark zerfetzt, endlich Zirkon in recht zahlreichen kleinen Nadeln, mit fast schwarzen pleochroitischen Höfen im Biotit. — Die Struktur ist die normale granitische.

108. Weißer glänzender Feldspat und hellgrauer Quarz, mit einigen Millimetern durchschnittlicher Korngröße; zurücktretend schwarzer Glimmer. — NO-Seite des Feuerstätterkopfes, im Graben zirka 500 m südlich der Hütte bei Punkt 1429.

Der vorherrschende Feldspat ist perthitischer Orthoklas, stark getrübt, ohne erkennbare Neubildung; daneben Plagioklas, mit reichlich neugebildetem Serizit erfüllt, mit klaren albitischen Randzonen. Der tiefbraune Biotit zeigt gelegentlich Sagenit- und reichliche Erzausscheidung; selten chloritisiert. Muskovit in unregelmäßigen Fetzen spärlich, stets an die Nachbarschaft des Biotits gebunden, wohl sicher primär. Quarz ohne Besonderheiten. Apatit spärlich, Zirkon ziemlich häufig, mit fast schwarzen pleochroitischen Höfen im Biotit. Ein vereinzelt kleines Korn von lichtblauer Farbe ist wahrscheinlich Turmalin. — Die Ausscheidungsfolge ist die normale granitische.

123. Dieses Gestein von SO der Oberen Mittelalpe (anderswo nicht gefunden) fällt auf durch die blaugraue Farbe seiner Feldspäte. Außerdem erkennt man dunkle Biotittäfelchen und verhältnismäßig zurücktretend Quarz. Das Korn ist gleichmäßig, ziemlich fein.

Im Dünnschliff ist der Plagioklas als dem Albit sehr nahestehend zu bestimmen; doch fehlen ihm nicht Andeutungen von Zonenbau, wobei die einzelnen Zonen sich z. T. unregelmäßig durchdringen. Antiperthitische Einlagerungen selten; ebenso Neubildung von Serizit und Kalzit. Orthoklas kleiner und weniger reichlich, stets trüb. Der dunkelbraune Biotit stark umgewandelt; Sagenitnetze. Daneben vollständig in Chlorit und Kalzit umgewandelte Hornblende. Apatit ziemlich, Magnetit mäßig reichlich; etwas Pyrit. Normale Granitstruktur. Dieses Gestein erinnert stark an manche saure Glieder der Banatite des Berninagesbietes.

24. Aplitgranit. Abhang südöstlich der Oberen Mittelalpe. — Feinkörniges Gestein, bestehend aus grauem Quarz und etwas heller grauem Feldspat sowie etwas zurücktretend Blättchen von hellem und dunklem Glimmer.

Im Dünnschliff sind als Hauptgemengteile festzustellen: Quarz; Albit, ziemlich trüb (mit einzelnen neugebildeten Muskovitblättchen); Orthoklas, noch stärker getrübt, in geringerer Menge; mäßig reichlich chloritisierter Biotit und etwas mehr Muskovit. An Nebengemengteilen Apatit und Pyrit, dieser unter anderem als Imprägnation auf feinen Rissen. Kalzit lokal als Neubildung. Die Struktur läßt sich fast als panidiomorphkörnig bezeichnen, mit Tendenz zu kristallographischer Umgrenzung bei Plagioklas und Quarz. Gänzlich formlos ist stets der Orthoklas und zumeist der helle Glimmer, der teils große, von Einschlüssen durchsiebte Individuen bildet, teils als Füllmasse zwischen gegen ihn nahezu idiomorphen Plagioklasen (und seltener Quarzen) auftritt. Nur in paralleler Verwachsung mit Biotit zeigt er, wie dieser stets, bessere taflige Ausbildung.

130. Sehr feinkörniger (1—2 mm) Zweiglimmergranit, mit blaßrötlichem Orthoklas, blaßgrünlichem Plagioklas und grauem Quarz. Riesenblock im Sulzbach, bei zirka 1250 m.

Im Schliff zeigt der meist verzwilligte Orthoklas z. T. fein mikroperthitische Streifung; die schwach serizitisierten Plagioklase, als Oligoklas bestimmbar, sind kleiner entwickelt, aber viel zahlreicher. Der dunkelgrüne Biotit überwiegt bedeutend über die zerfetzten Muskovitblätter; beide lokal zu Gruppen zusammengehäuft, sonst spärlich. Granitische Ausscheidungsfolge nicht sehr deutlich; das Gestein steht an der Grenze gegen die Aplit.

143. Zweiglimmergranit, feinkörnig. Gehänge westlich der Grasgeren-Alpe. — Weißer Feldspat, lichtgrauer Quarz; beide Glimmer spärlich.

Im Dünnschliff erkennt man die Vorherrschaft von Oligoklas über Orthoklas; besonders der letztere stark getrübt. Strukturell ist auffallend, daß beide Feldspäte meist konkretionsartige Anhäufungen zwischen hauptsächlich aus Quarz bestehenden Feldern bilden.

Eigentliche Granitaplite finden sich überall verstreut unter den Geröllen, doch im ganzen ziemlich selten. Ein Stück vom Sulzbach, feinkörnig und schneeweiß, zeigt Quarz, Feldspat und Muskovit. Mikroskopisch nicht untersucht.

b) Sonstige Tiefengesteine. 16 und 18. Alkalisyenit. Zwei Gerölle aus dem Konglomerat südöstlich der Oberen Mittelalpe, an dem zur Schönberger-Alpe führenden Weg. Sie zeigen beide weit überwiegend Feldspäte, weiß bis bläulichgrauweiß, mit perlmutterglänzenden Spaltflächen; dazwischen stark zurücktretend dunkelgrüne Massen von serpentinähnlichem Aussehen und ganz vereinzelt dunkle Glimmerblättchen; Quarz ist makroskopisch nicht erkennbar. Der Unterschied zwischen beiden Gesteinen besteht darin, daß (16) im ganzen ziemlich feinkörnig ist und nur einzelne einsprenglingsartige Feldspatzwillinge nahe an 1 cm Länge heranreichen, während (18) wesentlich aus solchen Zwillingen von 1—2 cm Länge besteht. Ganz identische Gesteine finden sich auch auf dem S-Abfall des Bolgen und bei Junghansen.

Im Dünnschliff zeigen sich die (insgesamt wohl über 90% der Gesteine ausmachenden) Feldspäte z. T. als ganz frische und klare (neugebildete Serizitlamellen nur spärlich) Plagioklase mit scharfen Zwillingslamellen; nach Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe $\perp a$, die in zwei Schnitten zu 74° bzw. 75° bestimmt werden konnte, handelt es sich um Albit. Gelegentlich finden sich inmitten sehr breiter rein albitischer Randzonen Kernpartien mit ganz wenig abweichender Auslöschungsschiefe und kaum höherer Lichtbrechung; sie dürften einen geringen Anorthitgehalt beherbergen. Daneben aber finden sich, besonders reichlich in (18), perthitische Feldspäte, aufgebaut aus Partien von klarem Albit und solchen von schwächer licht- und doppelbrechendem, meist mehr oder minder trübem Orthoklas; die beiderlei Substanzen wechseln teils in annähernd parallelen, doch vielfach unregelmäßig ineinandergreifenden Streifen, teils in ganz gesetzloser Weise; manchmal sieht es aus, als ob der Albit Risse im Orthoklas ausfüllte. Allein das Mengenverhältnis der beiden sich durchdringenden Substanzen unterliegt sehr auffallenderweise den größten Schwankungen: wir finden alle Übergänge vom reinen Albit bis zu Orthoklasen mit nur untergeordneten albitischen Einlagerungen. — Die grünen Partien des Gesteins bestehen aus Chloritaggregaten; sie bilden (z. T. mit Beimengung von etwas Serizit) nur die Ausfüllung von Lücken zwischen den Feldspäten, ohne charakteristische Umgrenzung, die auf ihren Ursprung ein Licht würfe. Nur als Einschluß in den Feldspäten findet sich ganz selten Chlorit als Pseudomorphose nach Biotit. Gleichfalls ganz selten ist Quarz, sowohl als Einschluß in Feldspäten wie als Ausfüllung von deren Zwischenräumen. Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Magnetit spärlich; verhältnismäßig etwas reichlicher in (18) Ilmenit in tafelligen, z. T. zu unregelmäßigen Gruppen vereinigten Individuen. — Die Feldspäte zeigen im allgemeinen nur gegenüber den chloritischen Zwischenmassen idiomorphe Ausbildung; die einsprenglingsartigen Perthite in (16) neigen zu solcher, erreichen sie aber nur unvollkommen, da von den Rändern her kleine selbst idiomorph begrenzte Albite in sie eindringen und von ihnen umschlossen werden. In (18) kommt es gelegentlich zu komplizierten gegenseitigen Durchdringungen benachbarter Individuen von Albit und Perthit. In beiden Schliffen beobachtet man nicht selten mechanische Zertrümmerungserscheinungen von nicht unbeträchtlicher Intensität: Knickungen der Zwillingslamellen, Trümmerzonen an den Grenzen der Feldspatindividuen, quer hindurchsetzende Scherflächen, z. T. mit Mörtelbildung, auch gelegentlich mit neugebildetem Serizit, sowie Risse, die mit vermutlich infiltriertem Kalzit verheilt sind.

Zu diesen sehr charakteristischen Gesteinen ist mir innerhalb der Alpen und in deren näherer Umgebung nur ein Analogon bekannt: die Alkalisyenite des Berninagebietes;¹⁹⁾ und zwar weniger die von Grubemann beschriebenen, als noch unveröffentlichte Funde vom Palügletscher, von denen mir Staub Stücke gezeigt hat.

114. Banatit. Ein einzelner Block aus dem Konglomerat an der Rippe, die vom O-Gipfel des Feuerstätterkopfes gegen S hinabzieht, bei etwa 1330 m Höhe. — Ziemlich feinkörniges Gemenge aus blaugrauem Feldspat mit glänzenden Spaltflächen, grauem Quarz, ziemlich reichlich

schwarzbraunem Biotit und ganz wenig Muskovit. Eine geringe Spur von Schieferung erscheint durch Parallelstellung der Glimmer angedeutet. — Vor allem die Farbe des Feldspates bedingt eine auf den ersten Blick ins Auge fallende Ähnlichkeit mit manchen Typen des Banatits des Berninagebirges, weshalb der obige Name auch für unser Gestein gebraucht sei.

U. d. M. beobachtet man als einzigen Feldspat einen ursprünglich wohl ziemlich basischen Plagioklas; heute liegt er nur mehr vor in Gestalt eines albitischen Untergrundes, durchspickt mit neugebildeten Serizit-, bezw. Muskovitblättchen, sowie gelegentlichen Ausscheidungen von Kalzit. Orthoklas fehlt anscheinend. Der Quarz zeigt verhältnismäßig starke undulöse Auslöschung. Der Biotit ist von lechtrötlichbrauner Farbe, reichlich mit Sagenit durchwachsen; oft chloritisiert. Der spärliche Muskovit bildet große und kleine unregelmäßige Fetzen. Magnetit und Zirkon (mit pleochroitischen Höfen) sind nicht selten. — In struktureller Hinsicht bietet das Gestein ein etwas ungewohntes Bild: Eine bestimmte Ausscheidungsfolge lassen die zumeist unregelmäßig gerundeten oder gelappten Individuen seiner Gemengteile im allgemeinen nicht erkennen. Wohl findet sich idiomorphe Umgrenzung des Biotits gegenüber dem Plagioklas, des letzteren gegen Quarz, aber keineswegs allgemein. Stellenweise fühlt man sich sogar an die granoblastische Struktur kristalliner Schiefer erinnert. Schieferung ist dagegen auch im Dünnschliff ziemlich schwach angedeutet durch einzelne mehr oder minder parallele Glimmerzüge. Im allgemeinen liegen die gleichartigen Mineralkörner schlieren- und nesterweise beisammen. Kataklastische Strukturen sind nicht vorhanden.

Die mikroskopische Untersuchung fördert keine Tatsachen zutage, die der Vergleichung unseres Gesteins mit den Engadiner Banatiten widersprechen würden, freilich leider auch keinen unumstößlichen Beweis für die Identität beider. Immerhin scheint mir diese sehr wahrscheinlich, zumal ich andere Gesteine nicht kenne, die für die Vergleichung in Betracht kämen. Die nicht normale Eruptivstruktur und schlierige Paralleltexur finden sich als primäre Erscheinungen auch in der Randfazies des Banatits vom kleinen Chapütschin in der westlichen Berninagruppe, ²⁹⁾ von der jedoch unser Gestein in anderer Hinsicht abweicht.

14. Granodiorit. Ziemlich feinkörniges Gestein mit trüben, rötlich-weißen Feldspäten von tafelige Form (bis zirka 1×5 mm), dunkelgrauem Quarz und etwas zurücktretend schwarzem Biotit. — Abhang östlich der Grasgeren-Alpe.

Im Dünnschliff zeigt sich Plagioklas als weitaus vorherrschender Feldspat; die weitgehende Serizitisierung läßt zwar gelegentlich auch Zwillingslamellen erkennen, macht jedoch jede genauere Bestimmung unmöglich. Er bildet wohl 50 % des gesamten Gesteins. Orthoklas, gleichfalls stark durch Zersetzungsprodukte getrübt, ist sehr viel spärlicher. Der reichlich vorhandene Quarz bietet nichts Auffälliges. Der gleichfalls recht reichliche Biotit ist stets vollständig chloritisiert unter Ausscheidung von Erz (bezw. Rost) und Leukoxen. Andere ähnliche Chloritpseudomorphosen lassen sich nach ihren Umrißformen vielleicht auf Hornblende zurückführen; doch treten sie gegenüber den zweifellos aus Biotit hervor-

gegangenem gänzlich in den Hintergrund. Von Nebengemengteilen ist Apatit ziemlich häufig in auffällig langen dünnen Nadeln, wie er sie in tonalitischen und dioritischen Gesteinen häufig bildet; Magnetit ist spärlich in kleinen, rundlichen Körnern. — Das Strukturbild wird vor allem bestimmt durch den meist ausgezeichneten Idiomorphismus der länglich-rechteckigen Plagioklasschnitte. Doch findet sich Plagioklas auch als Ausfüllung von Zwickeln zwischen den Quarzkörnern, oft mit benachbarten idiomorphen Individuen zusammen auslöschend — ein Zeichen für das Übereinandergreifen der Bildungsperioden. Genau so formlos wie der Quarz ist der Orthoklas; eine Altersfolge zwischen diesen beiden ist nicht festzustellen. Der Biotit ist ebenfalls meist idiomorph, nur mit dem Plagioklas z. T. buchtig verzahnt; gelegentlich als Einschluß im letzteren ist er als im allgemeinen ältere Bildung charakterisiert. Auch die Hornblende zeigt stets deutliche kristallographische Umgrenzung gegen den Quarz (Verhältnis zu anderen Mineralien nicht beobachtet). — Von Schieferung und Kataklyse findet sich keine Spur; selbst undulöse Auslöschung am Quarz ist kaum wahrzunehmen.

Das Gestein nimmt nach Mineralbestand und Struktur eine Mittelstellung ein zwischen Graniten und Tonaliten.

142. Diorit. Ein einziges Gerölle, aus dem Konglomerat SO der Oberen Mittelalpe. Dunkelgrünes, schweres und zähes Gestein, durchaus massig, von ziemlich feinem Korn. Es besteht aus dunkelgrünen, mattglänzenden Massen, an denen man ab und zu Hornblendespaltbarkeit zu erkennen glaubt, sowie grauweißen Feldspäten mit glänzenden Spaltflächen.

Im Dünnschliff sind die letzteren zwar ziemlich stark serizitisiert jedoch noch als Andesin bestimmbar. Die Hornblende dagegen ist durchaus in Chlorit umgewandelt (nur mehr an den Formen der Querschnitte gelegentlich kenntlich) unter reichlicher Erzausscheidung. Lichtbrauner Biotit ist spärlich, ebenso Quarz (nur in Lücken zwischen Plagioklasen). Apatit ziemlich reichlich und z. T. groß, Zirkon(?), Magnetit (primär!), Pyrit (wohl sekundär) sehr spärlich; außerdem finden sich zahlreich sehr kleine farblose (?) Granaten, fast stets im Plagioklas eingeschlossen (wohl Neubildung). — Die Struktur wird bestimmt durch die mäßig deutliche Ausscheidungsfolge Andesin-Hornblende. Eine wenig ausgeprägte parallelstreifige Verteilung dieser beiden Hauptkomponenten ist wohl primär. — Kataklyse fehlt.

Herkunft unsicher. Mit den mir bekannten Dioriten des Bernina-Juliergebietes stimmt das Gestein nicht überein, auch nicht mit jenem des Tilisuna-Schwarzorns im Rhätikon; diese sind alle verhältnismäßig reich an Quarz und meist auch an Biotit.

152. Gabbrodiorit. Ein Riesenblock von mehreren Kubikmetern, in Stücke zersprungen, lose im Galtgraben; seine Herkunft aus dem Bolgenkonglomerat ist sehr wahrscheinlich, aber nicht ganz sicher, da dieses dort anstehend nicht beobachtet wurde (aber auch kein anderes Konglomerat!); immerhin liegt er im Bereiche der Junghansenschichten. — Dunkelgrünes massiges Gestein, schwer und zäh, mit regellos orientierten tafelförmigen Feldspäten, zirka $\frac{1}{2}$ cm lang.

Im Dünnschliff bestimmt sich der in ganzen sehr wenig veränderte Feldspat als Oligoklas-Andesin. Die in etwa gleicher Menge vorhandenen basischen Gemengteile sind restlos durch Chlorit oder Kalzit ersetzt; man kann nur mehr vermuten, daß ursprünglich ein Pyroxen vorgelegen habe. Ziemlich große Ilmenitkörner und sehr lange und dünne Apatitnadeln sind beide verhältnismäßig häufig. — Die Struktur ist typisch gabbroid; lange und schmale (erheblich schmaler als in 142) Feldspat tafeln durchziehen die basische Zwischenmasse nach allen Richtungen.

Dieses Gestein besitzt ein Analogon mit freilich saureren Feldspäten an der Subersach, das wir später kennenlernen werden (S. 262f.). Andere vergleichbare Gesteine sind mir unbekannt; sowohl die Gabbrodiorite des Bernina-Juliergebietes und des Unterengadins wie die Gabbros der Margnadecke im Oberhalbstein und Val Malenco weichen erheblich ab. Interessant ist der recht saure Charakter der Feldspäte.

c) Porphyrische Gesteine. 19. Granitporphyr. Rücken SO der Graseren-Alpe, wo ähnliche Gesteine ziemlich verbreitet; anderswo habe ich sie nicht gefunden. — Massiges, bräunlichgraues Gestein mit deutlich körniger Grundmasse, worin makroskopisch Quarz und Feldspat erkennbar, und der Menge nach anscheinend überwiegenden Einsprenglingen: mattweiße tafelige Feldspäte (bis 1 cm Kantenlänge); graue, z. T. deutlich sechsseitige Quarze (bis zirka 5 mm Durchmesser); schwarze, dicktafelige, sechsseitige Biotite (bis 2—3 mm Durchmesser).

Im Dünnschliff zeigt sich unter den Feldspäteinsprenglingen Plagioklas weit überwiegend; stark serizitisierte Partien wechseln oft im selben Individuum mit recht frischem Albitoligoklas. Mikroperthitischer Orthoklas ist sehr viel seltener als Einsprengling. Der Quarz tritt reichlich als solcher auf; ein einziges Exemplar davon zeigte in großer Menge winzige, tröpfchenförmige, auch längliche, gebogene oder schwach verästelte Einschlüsse unbekannter Natur. Die Biotiteinsprenglinge sind restlos chloritisiert. Dünne Nadeln von Apatit sind häufig in ihnen eingeschossen. — Die Feldspat- und ein Teil der Biotiteinsprenglinge sind sehr gut kristallographisch umgrenzt. Die übrigen Biotite sowie sämtliche Quarze enthalten an den Rändern reichlich Mineralien der Grundmasse eingeschlossen — ihr Wachstum ging mit der Kristallisation der Grundmasse eine Zeitlang parallel. Diese letztere enthält eine zweite Generation von z. T. sehr gut dihexaedrisch entwickeltem Quarz sowie von Plagioklas und (zurücktretend) Biotit. Teils schließen diese Mineralien selbst schon lückenlos aneinander, teils sind die Zwischenräume mit Orthoklas und Quarz einer dritten Generation, beide ohne jede eigene Form, erfüllt. — Jede Spur mechanischer Beeinflussung fehlt dem Gestein.

52. Quarzporphyr, Rücken SO der Graseren-Alpe. — Ähnlich dem vorigen, aber kleinere Einsprenglinge und makroskopisch dichte Grundmasse.

U. d. M. erkennt man die Mehrzahl der Feldspäteinsprenglinge als Plagioklas, der sich jedoch wegen fortgeschrittener Zersetzung nicht mehr näher bestimmen läßt. Orthoklaseinsprenglinge sind seltener aber z. T. viel größer; stets nahezu vollständig in serizitähnliche Aggregate verwandelt. Perthitische Einlagerungen sind manchmal zu erkennen. Quarz

und weniger reichlich dunkelbrauner Biotit bilden gleichfalls Einsprenglinge. Zirkon und besonders Apatit sind relativ häufig und gut entwickelt. — Alle Einsprenglinge sind sehr gut ausgebildet, der Quarz zeigt schöne Resorptionsbuchten. In der sehr feinkörnigen Grundmasse ist eine zweite Generation von Quarz und Plagioklas zu erkennen, die Zwischenmasse jedoch wegen weitgehender Zersetzung nicht mehr auflösbar. Mechanische Deformationserscheinungen fehlen.

Ein verhältnismäßig ähnliches Bild bietet ein Schliff, der sich im Münchener Institut mit der Etikette: „Porphyrgerölle, Bolgen, beim Granitgneis“ vorfand. Nur tritt darin unter den Einsprenglingen der Orthoklas ganz zurück. Die Grundmasse zeigt zahlreiche sehr kleine und dünne Feldspatzwillinge — anscheinend ein ganz saurer Plagioklas —, die in fluidaler Anordnung sich um die Einsprenglinge schmiegen.

92. Quarzarmen Porphyr. S-Rippe des Bolgen, bei zirka 1500 m. — Das graugrüne, fast dichte Gestein zeigt zahlreiche blaßrötliche Feldspateinsprenglinge (bis zirka 1 cm Länge) und viel seltenere und kleinere Quarze.

U. d. M. sind die Feldspäte wegen allgemein weitgehender Verglimmerung nicht mehr bestimmbar; manche von ihnen lassen sich als Plagioklas erkennen an den durchschimmernden Zwillinglamellen, aber gerade den größten Einsprenglingen fehlen solche; in ihnen liegt wohl Orthoklas vor. Der spärliche Quarz zeigt gerundete Formen und Resorptionsbuchten. Gleichfalls sehr spärlich sind dunkle Einsprenglinge (Biotit?) in Gestalt von Chloritpseudomorphosen mit Wucherungen von Serizit, die radialstrahlig von einem Punkt ausgehen, sowie reichlichen Titanitausscheidungen. — Die Grundmasse zeigt eine zweite Generation von meist leistenförmigen Feldspäten, dazwischen unauflöshare trübe Massen mit einzelnen Quarzkörnern und Chloritfetzen. Stellenweise aber finden sich darin gröbere Partien von hypidiomorphkörniger Struktur: Anhäufungen von Feldspäten mit oder ohne Chloritpseudomorphosen und Zwischenmasse von Quarz. Auch radialstrahlige, sphärolithische Bildungen aus farbloser, schwach doppelbrechender Substanz (Feldspat!) finden sich z. T. mit einem kleinen Plagioklaskristall in der Mitte.

93. Quarzporphyr. Bolgen, beim Granitgneis. — Dunkelgrünlichgraue, dichte Grundmasse, darin glänzende rötlichweiße Feldspäte (bis über 1 cm lang), kleinere dunkelgraue Quarze sowie schwarzgrüne, in Chlorit umgewandelte Stengel.

Unter den Einsprenglingen überwiegen z. T. schön bipyramidale Quarze und im allgemeinen sehr frische, albitähnliche Plagioklas; Orthoklas ist erheblich seltener. Daneben finden sich einheitliche Chloritpseudomorphosen nach Biotit sowie Felder von wirrschuppigen Chloritaggregaten, deren in einem Falle regelmäßig achtseitige Umgrenzung den Gedanken an einen Pyroxen als Muttermineral nahelegt. Etwas Zirkon, Apatit in langen, dünnen Nadeln, Erzkörnchen. — Die Plagioklaseinsprenglinge finden sich in zwei Generationen. — Die Grundmasse zeigt ein feinkörniges Gemenge von z. T. gut ausgebildetem Plagioklas mit Quarz und viel neugebildetem Chlorit. — Auffällig ist die häufige Ansammlung von Chlorit in Resorptionsbuchten der Quarzeinsprenglinge.

105. Pyroxenporphyr. Gegend der Hochschelpen-Alpe (wohl verschleppt aus der Gegend von P. 1531·1 am Schelpenkamm). — Zahlreiche lichtrote Plagioklaseinsprenglinge (z. T. mit makroskopisch sichtbaren Zwillingslamellen), eng geschart in hellgraugrüner, dichter Grundmasse, in der nur einzelne glänzende Punkte aufblitzen.

Unter den Einsprenglingen überwiegt an Menge der Plagioklas bei weitem in großen scharf umgrenzten Individuen, stets trüb und reich an serizitischen Neubildungen, doch immer noch als sehr sauer zu erkennen. Quarz findet sich nur äußerst spärlich in kleinen gerundeten Individuen. Die basischen Einsprenglinge, an Menge etwa ein Zehntel der Feldspäte, sind stets in wirrblättrige Chloritaggregate umgewandelt. Sie zeigen charakteristische Formen — Säulen, z. T. an den Enden zugespitzt, und achtseitige Querschnitte —, die mit Bestimmtheit auf einen (vielleicht rhombischen?) Pyroxen schließen lassen. — An Nebengemengteilen ist spärlich Erz und Zirkon zu konstatieren. — Die Grundmasse zeigt ein sehr feinkörniges, mikrogranitisches Gemenge von anscheinend vorwiegend Quarz mit etwas Feldspat und ziemlich reichlich Chlorit von nicht mehr festzustellendem Ursprung; der Masse nach scheint sie hinter den Einsprenglingen zurückzustehen.

112. Pyroxenporphyr. Zweiter (von S gezählt) Graben am Abhang über Junghansen. — Makroskopisch sehr ähnlich Nr. 92.

Zeigt u. d. M. ebenso wie das vorige Gestein ganz spärliche Quarzeinsprenglinge neben weit vorherrschenden Feldspäten, die sich jedoch hier wegen weitgehender Trübung nicht mehr näher bestimmen lassen; z. T. lassen noch deutliche Zwillingslamellen ein Glied der Plagioklasreihe erkennen, z. T. scheint Orthoklas vorzuliegen. Die verhältnismäßig zahlreichen basischen Einsprenglinge sind auch hier nur mehr als Chloritpseudomorphosen erhalten, z. T. sind es einheitliche Individuen von einem auffällig stark doppelbrechenden Klinochlor (aus Biotit entstanden?), z. T. wirre Aggregate mit braungrünen, fast isotropen Flecken und oft reichlicher Erzausscheidung; deren Formen weisen auch hier (wie in 105) auf einen ursprünglichen, wahrscheinlich rhombischen Pyroxen. — In der Grundmasse findet sich Feldspat und umgewandelter (?) Pyroxen in einer zweiten Generation, dazu sehr reichlich Erz; formlose Chloritneubildungen schließen die Lücken.

124. Quarzporphyr, Bolgen. Makroskopisch wie 93. Auch im Dünnschliff ähnlich, nur überwiegt hier Orthoklas über Plagioklas. Ein achtseitiger, auf Pyroxen deutender Querschnitt wurde auch hier an einem basischen Einsprengling beobachtet.

144. Quarzporphyr. Schelpen-Alpe (verschleppt). Hellgraue Grundmasse, große Feldspat-, seltenere und kleinere Quarzeinsprenglinge.

Im Dünnschliff sind wieder sowohl Orthoklas als nicht mehr näher bestimmbarer saurer Plagioklas zu erkennen; beide, oft zu Gruppen vereinigt, überwiegen unter den Einsprenglingen. Die Quarze sind sehr stark korrodiert. Auch dicke Biotitafeln (chloritisiert). — Die Grundmasse, aus Quarz und Feldspäten (anscheinend vorwiegend Orthoklas) mit spärlichem Biotit bestehend, hat aplitischen Charakter.

Auffallend ist in den beschriebenen Porphyren das häufige Vorkommen von Pyroxen als Einsprengling neben saurem Plagioklas sowohl in quarzführenden (93, 124) als in sozusagen quarzfreien (105, 112) Gliedern.

28. Felsitporphyr. Östliche Begrenzungsrippe des Kessels der Graseren-Alpe. — Makroskopisch undefinierbares Gestein, graugrün und dicht, mit einzelnen eckig umgrenzten dunkleren Flecken sowie spärlichen und kleinen Feldspateinsprenglingen. Stark verwittert.

Im Dünnschliff erkennt man als Einsprengling einen albitähnlichen Plagioklas sowie zurücktretend Quarz. Die Natur jener dunklen Flecken ist nicht aufzuklären; es sind wirrschuppige Serizitaggregate mit abgestumpft rechteckigem Querschnitt. Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus kaum auflösenden mikrofelsitischen Massen, mit reichlich Serizit; doch finden sich darin Insele aus größeren trüben Körnern (Orthoklas?). Auffallend sind größere, deutlich rechteckig umgrenzte Felder, die ganz die Beschaffenheit der Grundmasse zeigen, nur mit parallel geordnetem Serizit. Die Einsprenglinge (Quarz wie Feldspat) sind z. T. umgeben von feinfaserigen sphärolithischen Höfen.

111. Porphyrtuff. Mittlerer Graben bei Junghansen. — Lichtgraugrünes massiges Gestein, dicht, mit einzelnen sehr kleinen rötlichen Feldspäten.

Im Dünnschliff vorwiegend sehr feinkörniges, stark getrübbtes Aggregat, reich an Quarz und Serizit. Sein Aufbau wechselt oft plötzlich mit scharfen Grenzen; stellenweise ganz gleichmäßig, zeigt er in anderen Partien lauter eigentümliche, krummschalige Scherben und Späne: typische „Aschenstruktur“. Kreisrund umgrenzte Gebilde entsprechen wohl ursprünglichen Blasen. Dazu kommen unregelmäßig, aber scharf umgrenzte Aggregate von feinen Quarzkörnern (fremde Einschlüsse?), vereinzelte Einsprenglinge von Quarz, etwas reichlicher von Orthoklas und saurem Plagioklas, endlich von umgewandeltem (?) Augit oder (?) Hornblende.

Irgendwelche mechanische Deformationserscheinungen fehlen sämtlichen untersuchten porphyrischen Gesteinen durchaus.

d) Metamorphe Gesteine. α) Granitgneise. Die sehr zahlreichen Granitgneise unter unseren Geröllen unterscheiden sich makroskopisch mehr voneinander als mikroskopisch. Es sind zumeist gebänderte Gesteine mit mehr oder minder deutlich geschiedenen Lagen von grauem oder weißem Feldspat, solchen von gleichfalls meist grauem Quarz, und Häuten von hellem und zumeist vorherrschendem dunklen Glimmer; dazu treten stets große (bis zirka 2 cm lange) augenförmige Orthoklase, oft Zwillinge, von rötlicher oder weißer Farbe. Das wechselnde Mengenverhältnis der einzelnen Gemengteile, dazu die schwankende Korngröße bedingt den im einzelnen ziemlich wechselnden Habitus der verschiedenen Gesteine.

Im Dünnschliff bieten die meisten der untersuchten Granitgneise weitgehende Ähnlichkeiten. Es erübrigt sich daher die gesonderte Beschreibung der einzelnen Schliffe. Es handelt sich um die Nummern:

4. Bolgen, der berühmte große Block.

5. Muskovitreicher Augengneis; Weg zirka $\frac{1}{2}$ km südöstlich der Oberen Mittelalpe.

6. Dunkler Augengneis; Gehänge SO über der Grasgeren-Alpe (der „zweite Bolgengranit“ von Mylins. ²¹)

22. Grober Flasergneis. Sebarte S Hochschelpengipfel.

53. Flaseriger Augengneis; S-Seite des Feuerstätterkopfs, bei zirka 1400 m.

97. Feiner Augengneis mit großen Muskovitflatschen. S Sulzbach (Wannekopf, SO-Seite), bei zirka 1330 m.

101. Heller Augengneis mit einzelnen Biotitflecken inmitten von zusammenhängenden Muskovithäuten; SO der Oberen Mittelalpe am Weg zur Schönbergeralpe.

Alle diese Gesteine zeigen u. d. M. nicht oder kaum undulösen Quarz, getrübbten Orthoklas (im „Bolgengneis“ auch selten Mikroklin), sehr sauren Plagioklas (einmal als Albit bestimmt; meistens Albit-Oligoklas), manchmal mit schwach angedeuteter Zonarstruktur; gewöhnlich ist er von neugebildetem Serizit in mehr oder minder reichlicher Menge erfüllt. Muskovit und rotbrauner (aber oft chloritisierter) Biotit finden sich stets nebeneinander, doch in sehr wechselndem Mengenverhältnis. — Von Nebengemengteilen ist einzig Apatit gewöhnlich relativ reichlich; Zirkon und Magnetit stets ganz spärlich; Pyrit und (?) Orthit wurden vereinzelt beobachtet. — In struktureller Hinsicht ist vor allem die lagenweise Trennung der einzelnen Mineralien zu beachten, die indessen selbstverständlich keineswegs ganz scharf ist. So können wir neben Glimmerlagen zumeist solche mit vorwaltendem Quarz und mit vorwaltendem Feldspat (hauptsächlich Plagioklas) unterscheiden. Dazu treten die großen, meist gerundeten, einsprenglingsartigen Kalifeldspäte; fast stets sind sie umsäumt von Myrmekitkränzen mit Plagioklasuntergrund. Aber auch sonst zeigt sich der Plagioklas ab und zu mit spindelförmigen Quarzzapfen durchsetzt, ähnlich, aber viel weniger dicht eingelagert als in typischem Myrmekit; diese Erscheinung wurde in den Schlifften 4, 5 und 6 beobachtet und scheint möglicherweise geknüpft an die Nachbarschaft von kleinen, den Plagioklaslagen untergeordnet beigemengten Orthoklasen. Im ganzen herrscht in den Quarzlagen mäßige Verzahnung der einzelnen Körner; selten sind sie auffallend parallel der Schieferung gestreckt, dagegen ist Gefügeregelung, wenn auch nicht sehr ausgeprägt, so doch fast allgemein wahrnehmbar. In den Feldspatlagen ist stets Quarz untergeordnet beigemengt; manchmal hört die lagenweise Trennung dieser Mineralien überhaupt auf. Der Plagioklas zeigt hier häufig Andeutung von kristallographischer Umgrenzung, im Gegensatz zu dem formlosen Orthoklas und Quarz; nicht selten enthält der erstgenannte auch kleine tröpfchenförmige Quarzeinschlüsse. Die Struktur der feldspatreichen Lagen erinnert häufig an Pflasterstruktur. Die Glimmerlagen bestehen aus meist dünnen und verhältnismäßig gut ausgebildeten Tafeln in mehr oder minder deutlich paralleler Anordnung. Die Glimmerlagen pflegen den Feldspat augenflach bogenförmig auszuweichen. Doch finden sich die Glimmer auch

namentlich den Feldspatlagen in einzelnen Blättchen beigemischt. Kataklastische Erscheinungen pflegen gänzlich zu fehlen.

Zwei der oben aufgezählten Gesteine zeigen gegenüber den anderen im Dünnschliff einige Besonderheiten. Einmal (22) durch den übernormalen Reichtum an Glimmermineralien und entsprechendes Zurücktreten des Quarzes; es ist wohl möglich, daß hier ein Gestein von rein granitischer Abkunft gar nicht vorliegt, sondern ein Injektionsgneis. Ferner ist (101) strukturell ausgezeichnet, insofern als die Glimmerlagen den Orthoklasen nur teilweise ausweichen; zum andern Teil streichen sie auf die (teilweise mikropertthitischen) Orthoklase zu und setzen sich in deren Innerem in Reihen von Einschlüssen (Quarz und Muskovit) fort. Es liegt somit der seltene Fall vor, daß die Orthoklasen keine reinen Relikte darstellen, sondern nach Ausbildung der Schieferung noch gewachsen sind. Sie sind überhaupt reich an Einschlüssen (rundlichen oder eckigen Quarzen und mehr oder minder gut begrenzten kleinen Plagioklasen).

β) Biotit- und Zweiglimmergneise, vorwiegend sedimentären Ursprungs.

21. Streifengneis. Abhang SO der Oberen Mittelalpe. — Regelmäßig gebändertes Gestein aus sehr feinkörnigen grauweißen Lagen sowie dunkelgrauen, glimmerreichen, mit Muskovit- und Biotitblättern auf den Ablosungsflächen; zahlreiche Kalzitadern.

U. d. M. erkennt man Quarz, getrübe Feldspäte, z. T. sicher Plagioklas, wahrscheinlich sauer; z. T. wahrscheinlich Orthoklas; Biotit, stets chloritisiert, reichlicher als Muskovit. Opake Erze in kleinen zerfetzten Individuen ziemlich häufig; Apatit und besonders Zirkon viel seltener. Kalzit reichlich auf Klüften, aber auch gelegentlich zwischen den Gesteinsgemengteilen verstreut (Neubildung aus zersetzten Feldspäten?). — Die hellen Lagen des Gesteins zeigen im wesentlichen stark verzahnte Feldspäte mit untergeordneter Beimengung von kleinen Quarzen; daneben finden sich auch fast reine Quarzschmitzen mit Pflasterstruktur. Die meist gut ausgebildeten Blätter von Chlorit und Muskovit, welche die dunklen Lagen in der Hauptsache aufbauen, sind nur z. T. der Bänderung parallel orientiert, z. T. aber auffällig quer gestellt bei unregelmäßiger gegenseitiger Durchdringung. Einzelne größere Muskovitblätter, von zahllosen Einschlüssen siebartig durchlöchert, sind unregelmäßig im Gestein verstreut. Diese Struktur erinnert etwas an Kontaktstrukturen. Jede Spur von Kataklasten usw. fehlt.

25. Dunkler Biotitgneis. Abhang SO der Oberen Mittelalpe. — Das im ganzen dunkle Gestein zeigt Lagen von grauem, verhältnismäßig grobkristallinem Quarz in unregelmäßigem Wechsel mit dunkelgrauen, fast dichten Partien und Nestern von feinschuppigem Biotit sowie einzelnen regellos verstreuten Biotit- und Muskovitblättern.

Das Mikroskop fügt zu dem Quarz, Muskovit und ziemlich hellbraunen, mit feinsten Sagenitnetzen durchsetzten Biotit als weiteren wesentlichen Gemengteil den Plagioklas, der indessen nur vereinzelt noch an Zwillingslamellen zu erkennen, in der Hauptsache dagegen in wirre Scrizitmassen übergegangen ist. Orthoklas, teilweise mikropertthitisch, ist

nicht serizitisiert, tritt aber an Menge sehr zurück. Nnr untergeordnet ist Andalusit(?); er bildet ganz unregelmäßig gestaltete, farblose Individuen voller Einschlüsse, doch frei von Zersetzungserscheinungen. An Nebengemengteilen wurden festgestellt: Zirkon, Magnetit, verhältnismäßig reichlich Ilmenit in unregelmäßigen Anhäufungen kleiner Körner sowie Pyrit, der gelegentlich feine Imprägnationen auf Fugen zwischen den Quarzkörnern bildet. Die Quarzlagen zeigen schwach verzahnte Körner ohne ausgeprägte Gefügeregelung mit schmalen Streifen der anderen Mineralien zwischen dem Quarz, der auch Einschlüsse von solchen (besonders Biotit und Plagioklas) führt. In den Zwischenlagen herrscht stellenweise der Biotit fast ausschließlich in Gestalt von kleinen, recht gut ausgebildeten Blättern; öfters hat man den Eindruck, als seien sie von den beiderseitigen Grenzflächen der Lage ausgehend gegen deren Inneres gewachsen, wobei sie sämtlich mit der Basis senkrecht auf den Grenzflächen stehen; anderwärts liegen sie wieder ganz regellos. Im Streichen innerhalb derselben Lage werden sie sodann abgelöst von der Vorherrschaft des Plagioklases, bezw. der ans ihm entstandenen Serizitaggregate; er zeigt gelegentlich Siebstruktur, desgleichen der Orthoklas. Der Andalusit(?) liegt stets inmitten der Serizitmassen. Gelegentlich sind kleine runde Quarzkörner einzeln oder in Haufen beigemischt. Der Muskovit ist unregelmäßig verstreut in gänzlich zerfetzten und mit Einschlüssen durchspickten Blättern. Schieferung durch Parallelstellung der einzelnen Mineralindividuen ist nur schwach angedeutet; Kataklyse fehlt gänzlich. Nach Struktur wie Mineralbestand (Andalusit!) handelt es sich vielleicht nm ein Kontaktgestein; die Lagentextur ist als erhalten gebliebene Feinschichtung aufzufassen.

26. Schuppiger Biotitgneis. Scharte S des Hochschelpengipfels. — Ziemlich feinkörniges, dunkles Gestein aus dunkelgrauem Quarz, weißgrauem glänzenden Feldspat und zahlreichen dünnen Biotitblättern bestehend, deren Parallelordnung eine nicht sehr ausgeprägte Schieferung bedingt.

Das Mikroskop zeigt Quarz, mäßig serizitisierten Feldspat (z. T. sicher sehr sauren Plagioklas; Orthoklas nicht sicher nachzuweisen), viel lichtrotlichbraunen Biotit, teilweise mit Sagenitnetz, und spärlich, nur in paralleler Verwachsung mit dem vorigen, Muskovit; dazu an Nebengemengteilen ziemlich viel Apatit, spärlich verrostetes Erz und Zirkon. Die Struktur ist im ganzen granoblastisch, die Glimmer schuppig eingestreut, selten zu Lagen vereinigt, die aber nur über kurze Strecken aushalten. Von Kataklyse kaum Spuren; etwas undulöse Auslöschung an Quarz.

27. Biotitschiefer. Scharte S des Hochschelpengipfels. — Dunkles, schuppig-schieferiges Gestein von sandartig feinem Korn mit einzelnen zusammenhängenden Biotitlagen.

Unterscheidet sich im Dünnschliff von dem vorigen durch noch größeren Biotitgehalt, der, gleichmäßig durch das ganze Gestein verteilt, außerdem noch in einzelnen Lagen besonders konzentriert ist, sowie durch bessere Schieferung, an der sich außer den streng parallel geordneten Glimmern auch länglich geformte Quarz- und Feldspatkörner beteiligen.

45. Glimmerschiefer. SO der Oberen Mittelalpe am Weg zur Schönberg-Alpe. — Feinkörniges, quarzreiches Gestein, dunkelviolettblau mit hornfelsartigem Querbruch, geschiefert durch parallele Lagen von Muskovit- und Biotitblättern.

Im Dünnschliff sehr ähnlich (26), doch Trennung von glimmerarmen und Glimmerlagen gut ausgeprägt.

54. Biotitgneis. Feuerstättkopf, S-Seite, bei zirka 1400 m. — Dunkelgraues Gestein, feinkörnig, die einzelnen Gemengteile nicht deutlich erkennbar, abgesehen von dem reichlich vorhandenen, in Lagen angeordneten Biotit.

Im Dünnschliff beobachtet man Quarz, meist vollständig serizitisierten, nur teilweise als Plagioklas bestimmbar Feldspat und dunkelbraunen Biotit. Dazu gesellen sich einzelne kleine, unregelmäßig gestaltete, farblose und isotrope Körner von hoher Lichtbrechung — wahrscheinlich Granat; etwas Apatit und ziemlich reichlich Pyrit. Die Lagentextur ist auch im Dünnschliff sehr auffällig: wesentlich aus Quarz und Feldspat bestehende, fast glimmerfreie Lagen von granoblastischer Struktur wechseln mit solchen von meist parallel geordneten Glimmerblättern mit untergeordneter Beimengung von Quarz und Feldspat. Der Pyrit bildet nesterweise Imprägnationen auf den Grenzflächen und Rissen der Gesteinsgemengteile. Kataklyse fehlt ebenso wie in den vorigen Gesteinen.

55. Glimmerschiefer. Ränkertobel. — Feingeschieferetes und feingebändertes Gestein, dunkelgrau, mit dunklen Glimmerlagen sowie einzelnen Muskovitblättern.

Das Mikroskop läßt sehr viel Quarz, stark getrüben sauren Plagioklas, etwas frischen Orthoklas erkennen sowie reichlich tiefbraunen Biotit und weniger reichlich Muskovit; dazu relativ viel Apatit, etwas Magnetit und Pyrit als Imprägnation wie in (54); endlich Kalzit, der stellenweise in großen Körnern mit den anderen Gemengteilen verzahnt auftritt und mit diesen gleicher Entstehung zu sein scheint. — Die Glimmer sind streng parallel geordnet, auch gelegentlich länglich entwickelte Quarze und Feldspäte beteiligen sich an der sehr vollkommenen Schieferung; in der Hauptmasse zeigen diese jedoch gerundet-isometrische Formen. Die Lagentextur ist im Dünnschliff nicht besonders deutlich. Kataklastische Erscheinungen sind geringfügig und auf einzelne schmale Zonen beschränkt. Davon abgesehen zeigt sich das Gestein sozusagen als gröbere Ausbildung von (27).

56. Zweiglimmergneis. Abhang SO über der Oberen Mittelalpe. — Grobgeflaseretes, geflammtes Gestein aus Lagen von z. T. großblättrigem, dunklem und hellem Glimmer, mit solchen von grauem Quarz und gelblichweißem Feldspat wechselnd.

Der Mineralbestand umfaßt Quarz, fast ganz frischen Orthoklas, stark getrüben sauren Plagioklas, tiefrotbraunen Biotit und weniger reichlich Muskovit als Hauptgemengteile; dazu etwas Apatit und Magnetit, beide räumlich an den Biotit geknüpft. — Deutliche Lagentextur, doch ohne scharfe gegenseitige Abgrenzung: 1. ziemlich dünne, großblättrige Glimmerlagen; 2. solche aus fast ausschließlich Quarzkörnern, stark verzahnt, mit Gefügeregelung; 3. an Menge vorwaltend Feldspatlagen mit untergeordnetem Quarz; der Plagioklas bildet darin ziemlich kleine, zu

Idiomorphismus tendierende Körner, der Orthoklas viel größere, schlecht begrenzte Individuen mit zahlreichen rundlichen Quarzeinschlüssen und Myrmekitsäumen am Rand gegen Plagioklas. Kataklyse fehlt. Im ganzen erinnert das Gestein makro- wie mikroskopisch an Injektionsgneise, insbesondere an manche Typen der Tonaleschiefer. Daß der dort häufige Sillimanit in unserem Gerölle nicht beobachtet wurde, mag auf Zufall beruhen. Andererseits finden sich ähnliche Injektionsgneise auch an den Kontakten und besonders als Einschlüsse in zahlreichen Granitmassiven.

96. Biotitschiefer. S Sulzbach, zirka 1330 m (vielleicht erratisch vom Bolgen verschleppt?). — Sehr glimmer- (besonders biotit)reiches Gestein, blätterig-schuppig, mit schwach ausgeprägter Lagentextur.

Im Dünnschliff beobachtet man als Hauptgemengteile Quarz, lichtbraunen, Sagenit führenden Biotit und Feldspat, wegen starker Trübung nur teilweise als Plagioklas zu erkennen. Dazu Granat in einzelnen großen, skelettförmigen Individuen, Rutil ziemlich reichlich in dunkelgelben Säulchen (sekundär aus Biotit?), etwas Apatit, ganz spärlich Zirkon und Magnetit. — Die Schieferung ist nur undeutlich durch parallele Stellung der (selten zu zusammenhängenden Lagen vereinigten) Glimmerhlätter ausgedrückt; Quarz und Feldspat passen sich ihr in ihren Formen gar nicht an, zeigen vielmehr rundliche, gebuchtet ineinandergreifende Umrisse. Die Struktur zeigt Anklänge an Kontaktstrukturen Kataklyse fehlt.

104. Zweiglimmergneis. Südlichster Graben bei Junghansen. — Ähnlich dem vorigen, aber noch gröber schuppig und muskovitreicher.

Das Mikroskop zeigt als Hauptgemengteile Quarz, tiefrotbraunen Biotit und Muskovit, namentlich den letzteren in großer Menge, sowie getrübt Plagioklas mit feinen Zwillinglamellen (Albit oder Albitoligoklas); Orthoklas, viel stärker getrübt, ist spärlicher. Granat in geringer Menge, in kleinen, z. T. kristallographisch umgrenzten Individuen, ganz vereinzelt Apatit, Zirkon und Magnetit. — Strukturell wie 96.

125. Muskovit-Chloritschiefer. SO Obere Mittelalpe. — Helles, an feinen Muskovitblättern reiches Gestein, feinschuppig bis schieferig, mit nur teilweise deutlicher Lagentextur. Ähnliche Gesteine auch im Bolgen- und Schelpengebiet verbreitet. Zeigt im Schliff verhältnismäßig stark undulösen Quarz, schwach serizitisierten, albitähnlichen Feldspat, zu Lagen vereinigt, die jedoch wenig scharf gegen die Muskovitlagen abgegrenzt sind. Diesem ist ziemlich reichlich Pennin beigemengt, von dem nicht feststeht, ob er nachträglich aus Biotit entstanden oder derselben Generation wie die anderen Mineralien angehörig zu denken ist. Granat in kleinen Körnern als Nebengemengteil; Apatit, Magnetit, Zirkon verhältnismäßig reichlich. — Schwache postkristalline Deformationsspuren: einzelne, quer zur Schieferung stehende Glimmerhlätter gebogen und geknickt.

138. Diaphthoritischer Gneis. Bolgen S-Abhang, über P. 1473. — Das grünlichgraue, feinflaserig-schieferige Gestein läßt millimeterdicke Quarzhäute und -lagen erkennen, die durch serizitisch glänzende Häute getrennt werden, außerdem einzelne Glimmerschuppchen.

Im Dünnschliff beobachtet man Quarzaggregate mit Pflasterstruktur, lagenweise wechselnd mit feinschuppigen Serizitmassen, auf deren Ursprung auch nicht die kleinste Spur mehr hinweist. Plagioklas tritt zurück, er ist gleichfalls ziemlich stark serizitisiert, jedoch noch wohl erkennbar und von jenen Serizitmassen gut zu unterscheiden. Einzelne Chloritblätter (aus Biotit?) und Muskovitfetzen kommen hinzu sowie spärlich Eisenerz und Apatit. — Vorkristalline Fältelung ist deutlich, dagegen fehlt auffallenderweise jede Spur einer postkristallinen Durchbewegung, der die starke Serizitierung zuzuordnen sein könnte.

141. Chloritgneis. Lenzengraben. — Dunkelgraugrünes, nicht sehr deutlich geschiefertes Gestein mit weißem Quarz, mattgraugrünem (umgewandeltem) Feldspat und dunklem Chlorit; Korn ziemlich fein.

Im Dünnschliff sieht man Lagen von serizitisiertem Feldspat (nur z. T. als Plagioklas erkennbar), wechselnd mit solchen von Quarz und teils dünnen Gleithäuten, teils breiteren Streifen von Chloritblättern. Sie machen den Eindruck von umgewandeltem Biotit, ohne daß ein Beweis dafür möglich wäre. Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit kommen hinzu. Die starke Durchbewegung ist auch hier ausschließlich vorkristallin.

145. Biotithornfels. S Junghansen, auf der Terrasse bei zirka 1200 m. — Dunkelgraues, fast massiges Gestein, sehr feinkörnig; doch sind Quarz, Biotitschüppchen und glänzende Feldspatpaltflächen zu erkennen.

Im Dünnschliff beobachtet man gleichmäßige Durchmischung der Komponenten: Quarz, Biotit (lebhaft rotbraun mit dunklen pleochroitischen Höfen), wenig umgewandelten Albit, ganz frischen (ziemlich untergeordneten) Orthoklas; dazu recht reichlich Apatit, weniger Zirkon und Magnetit. Annäherung an Pflasterstruktur; auch die Biotite sind nur sehr teilweise parallel geordnet.

148. Feldspat führender Glimmerschiefer. S Sulzbach, am Abhang gegen die Schönberger Ache. — Dunkles, biotitreiches Gestein, nicht sehr ausgeprägt schieferig; ganz durchspickt mit schwach rudi-lichen, mehr isometrischen Feldspäten von 1 bis 5 mm Durchmesser; sie sind weiß, mit glänzenden Spaltflächen.

Im Dünnschliff erkennt man diese durch ihre Größe auffallenden Feldspäte als ganz frische Albite. Sie sind jedoch durchsetzt von Zügen ganz feiner Nadelchen, deren Bestimmung als Zoisit nicht ganz sicher steht; diese sind angeordnet in einem oder auch zwei sich kreuzenden streng geradlinigen Systemen, anscheinend unabhängig von kristallographischen Richtungen und ebenso von der Lage der Schieferung im umgebenden Gestein. Stark getrübler Orthoklas ist viel spärlicher, in Nestern von kleinen Körnern, zusammen mit Quarz und kleinen Muskovitblättern. Ebenso finden sich Nester aus verzahnten Quarzkörnern und solche aus feinen Muskovitschuppen mit kleinen Granaten. Zwischen all diesen hunt gemischten Mineralien und Aggregaten von solchen hindurch schlingen sich Strähne von lichtrotbraunen Biotittafeln mit schönen Sagenitausscheidungen und schwarzen pleochroitischen Höfen; z. T. sind das regelrechte, kristallin abgebildete Gleithäute. Ziemlich große Apatite, etwas Zirkon, spärlich Magnetit.

Dies Gestein scheint auf den ersten Blick an Typen der Unteren Tauern-Schieferhülle zu erinnern. Doch möchte es Herr Hofrat Becke nicht mit solchen identifizieren. Eine Vergleichung mit den Albitgneisen der Ötztaler Alpen kommt dagegen nach allem, was ich von diesen Gesteinen gesehen habe, überhaupt nicht in Frage.

132. Amphibolit. Südlich Sulzbach, am Abhang gegen die Schönberger Ache. — Feingebändertes Gestein aus überwiegender dunkelgrüner Hornblende, daneben weißem Feldspat. Einziges Gerölle seiner Art! Außerdem fand ich nur noch einen vermutlich ebenfalls aus dem Bolgenkonglomerat stammenden Amphibolit in den Moränen südöstlich Balderschwang.

Im Dünnschliff erscheint hier die Hornblende ausnahmsweise frisch, sie ist ziemlich blaß gefärbt und fleckenweise durch schwarzen Staub getrübt. Der Plagioklas ist dagegen wegen starker Serizitisierung nicht mehr bestimmbar. Quarz, Epidot, Biotit sind sehr untergeordnet: Apatit verhältnismäßig häufig und groß, Magnetit und Pyrit sehr spärlich. — Die Struktur ist beherrscht durch deutliche Lagen- und Linsenbildung ohne jede Ausscheidungsfolge. Einzelne schief durchsetzende Scherflächen sind kristallin verheilt; Kataklyse fehlt ganz.

Ähnliche Gesteine sind weit verbreitet; sehr häufig im Silvrettamassiv.

136. Graphitquarzit. Dunkelblaugraues Gestein, das makroskopisch außer Quarz nur vereinzelte Pyritpartikelchen erkennen läßt. Paralleltexur wenig ausgeprägt. — Östliche Begrenzungsrippe des Kessels der Gräseren-Alpe.

Der Dünnschliff zeigt ein verhältnismäßig grobes Aggregat stark verzahnter Quarzkörner, ohne gesetzmäßige Lagerung. Die dunkle Färbung wird bedingt durch zahlreiche, ebenfalls ganz regellos eingestreute feine Graphitblättchen; doch wechseln graphitreiche und -ärmere Streifen: kristallin abgebildete Feinschichtung. Auch eine kristallin abgebildete Faltenbiegung ist, wenn auch wenig deutlich, erkennbar. Nebengemengteile: Pyrit und Zirkon, beide reichlich. — Das Gestein deutet auf Umkristallisation in beträchtlicher Tiefe oder in einem Kontakthof.

23. Muskovitgneis. Sattel südlich Hochschelpengipfel. — Weißes Gestein mit sandigem Querbruch, auf dem zahlreiche, bis etwa $\frac{1}{2}$ cm lange tafelige Feldspäte (oft Zwillinge) hervortreten; deutlich geschiefert durch parallele Lagen von Muskovitblättern (bis $\frac{1}{2}$ cm²).

Im Dünnschliff beobachtet man Quarz; frischen, klaren Albit in bedeutender Menge; Orthoklas weniger häufig, z. T. mit feiner perthitischer Streifung; Muskovit in großen schlecht umgrenzten Tafeln sehr reichlich, wogegen dunkelbrauner Biotit stark zurücktritt; ganz spärlich Zirkon und Magnetit, verhältnismäßig reichlich und groß ausgebildet Apatit. — Wechsel von Glimmerlagen mit granoblastischen Quarz-Feldspataggregaten; die Albite darin vielfach sehr groß, siehförmig mit Quarzeinschlüssen durchspickt und beträchtlich in der Richtung der Schieferung gestreckt. Gefügeregelung ziemlich ausgeprägt; Kataklyse fehlt.

107. Muskovitgneis. NO-Seite des Feuerstätterkopfs, im Graben zirka 500 m südlich der Almhütte bei P. 1429. — Zwischen den grohblättrigen Glimmerlagen sind andere Mineralien makroskopisch kaum erkennbar, nur dichte grüne Massen.

Mikroskopisch gleicht das Gestein im wesentlichen dem vorigen, doch ist es reicher an Glimmer, etwas ärmer an Quarz; Orthoklas scheint zu fehlen; der stets etwas serizitisierte Plagioklas anscheinend albitreich. Pyrit nesterweise als feine Imprägnation auf den Mineralgrenzen. — Die Lagentextur hier weniger scharf ausgeprägt, doch spitze präkristalline Faltenumbiegungen erkennbar. Gefügeregelung deutlich, Kataklyse fehlt.

102. Muskovitquarzit. Südlichster Graben bei Junghansen. — Weiße feinkörnige Quarzmasse mit zahlreichen regellos eingestreuten Muskovitblättern, ohne erkennbare Schieferung. (Ähnliche Gesteine vom Bolgen etwas besser geschiefert.)

Das Mikroskop zeigt neben weit überwiegendem Quarz recht untergeordnet stark getrübbten Feldspat (sauren Plagioklas z. T.). Muskovit bildet große und relativ gut entwickelte Tafeln; chloritisierter Biotit sehr spärlich. Ganz wenig Erz; etwas Apatit. — Die Schieferung durch die unregelmäßig eingestreuten parallelen Glimmerblätter wenig deutlich; undulöse Auslöschung an Quarz und Glimmer.

Sedimentgesteine spielen im Bolgenkonglomerat eine ungleich geringere Rolle als kristalline; im Durchschnitt mag ihr Anteil auf etwa 1 bis 2% geschätzt werden, und viele Aufschlüsse scheinen überhaupt frei von ihnen zu sein. Am reichlichsten beobachtet habe ich sie am Bolgen (dem klassischen Aufschluß!), südöstlich der Oberen Mittelalpe und in den verschiedenen Gräben bei Junghansen und weiter nördlich am Schelpen-NO-Gehänge. Auch die Größe der Blöcke ist mäßig; kaum daß sie über $\frac{1}{2} m$ Durchmesser hinausgehen. Die Zahl der auftretenden Typen ist gering. Mikroskopisch untersucht habe ich sie nicht.

- a) Dolomite sind weitaus am häufigsten: hellgrau, dicht, hellgelb anwitternd; die auffallendste Eigenschaft ist die ungemein starke brecciöse Zertrümmerung, wie sie fast stets an den Oberflächen der Blöcke zu sehen ist. Dies Gestein ist in den Gräben der Schelpen-NO-Seite eines der charakteristischsten. Wohl sicher Trias; erinnert am meisten an die gelben Raibler Dolomite Graubündens. Es könnte jedoch auch Hauptdolomit sein, wenn man voraussetzen darf, daß die gelbe Anwitterungsfarbe ein sekundäres, während dem Wassertransport oder der Sedimentierung erworbenes Merkmal darstellt (Austausch von *Mg* gegen *Fe*?). Die fast allgemein gelbe Verwitterung der Dolomitfragmente in Flysch- und anderweitigen Breccien läßt diesen Verdacht aufkommen; genauere Untersuchungen darüber wären wünschenswert.
- b) Ganz hellgrauer, dichter Dolomit, ebenfalls gelb anwitternd, aber nicht brecciös, wohl ähnlicher Herkunft wie a; vereinzelt auf der W-Seite des Schelpenkammes.
- c) Dunkelgrauer feinkristalliner Dolomit, dunkelbraungrau anwitternd; erinnert an unterostalpinen Muschelkalk. Graben nördlich der Gündle-Alpe, NO-Seite des Feuerstätterkopfs.
- d) Gelbgrauer feinkristalliner Dolomit (feiner und heller als c), gelb anwitternd; Bolgen.

- e) Grauer hellgrau anwitternder Kalk, schwach fleckig; enthält Spatsplitter und reichlich unbestimmbare Schalenreste. Lias? Nördlicher Graben bei Junghansen.
- f) Dichter Kalk, dunkelgrau mit etwas hellerer Anwitterungsfläche, darauf Fossilspuren wie bei e, sowie Kieselkonkretionen. Erinnert an Unterlias des Oberengadins. Nördlicher Graben bei Junghansen.
- g) Grauer, feinkristalliner Kalk mit Kieselbändern und -knauern, die auf frischem Bruch weiß, auf Anwitterungsflächen braun und erhaben hervortreten. Herkunft? — Zwischen Junghansen und Lenzen.

Die letzterwähnten Gesteine (e bis g) wurden sämtlich nur lose im Schutt gefunden; ihre Herkunft aus dem Bolgenkonglomerat kann nicht als ganz sicher gelten.

- h) Hellgrauer dichter Kalk, scheint von Aptychenkalk nicht unterscheidbar. Ganz vereinzelt am Bolgen und Schelpenkamm.
- i) Schwarze Tonschiefer, hochgradig zermürbt; Herkunft? Finden sich hin und wieder, bei Junghansen wie auch anderwärts.

Zusammenfassend läßt sich also feststellen, daß weitaus der größte Teil der sedimentären Gerölle der Trias entstammt, einzelne vielleicht auch dem Lias und Oberjura; und zwar leiten allerdings unsichere Spuren nach dem unterostalpinen Gebiete Graubündens als Heimatgebiet.

4. Die Herkunft der Gerölle.

Bevor die Frage nach der Herkunft des Geröllematerials im einzelnen erörtert werden kann, sei die Bildungsweise des Konglomerats betrachtet. Dessen ganze Beschaffenheit zusammen mit der bankweisen Einschaltung zwischen anderen aus dem Wasser abgesetzten feiner klastischen Sedimenten beweist zunächst, daß eine andere Entstehungsart auch für das Konglomerat nicht in Frage kommt. Ebenso steht fest daß das Material nicht von weither zugeführt sein kann: das zeigt vor allem die ungeheure Größe vieler Blöcke, auch die nicht sehr weitgehende Auslese und der frische Erhaltungszustand der meisten Gesteine. Der ersterwähnte Umstand spricht für starkes Gefälle — anders wäre der Transport der Riesenblöcke nicht vorstellbar. Dabei zeigt deren meist gute Rundung, daß sie doch nicht unbeträchtlich vom Wasser bearbeitet worden sind.

Es scheinen also zwei Annahmen denkbar, welche den aufgeführten Eigentümlichkeiten Rechnung tragen: entweder sind die Blöcke einer aus dem Meer aufragenden Steilküste direkt durch die Brandung entnommen, oder sie sind von einer Gebirgskette durch Wildbäche dem nahen Meere zugeführt worden.

Gegen die erste Möglichkeit scheint mir nun ganz entschieden zu sprechen die bunte Zusammensetzung des Bolgenkonglomerats, das an allen Stellen seines Auftretens wenigstens aus zwei bis drei, oft aber acht bis zehn und mehr verschiedenartigen Gesteinen gemischt ist. Denn die Steilküste kann an einen Punkt jeweilen nur das Material von einem geringen Abschnitt ihrer Erstreckung liefern (von Ausnahmefällen, wie bei Ablagerung in Buchten, abgesehen); es ist also von vornherein wahr-

scheinlich, daß jenes im einzelnen Aufschluß ziemlich einheitlich sein und erst über größere Strecken allmählich wechseln wird. Denn im Ganzen sind, zumal in noch nicht intensiv tektonisch durchgearbeiteten Gebieten, die verhältnismäßig einheitlich zusammengesetzten Strecken doch weit ausgedehnter als die ganz bunt gemischten; und es ist folglich recht unwahrscheinlich, daß unsere Steilküste über ihre ganze Erstreckung eine solch bunte Zusammensetzung sollte besessen haben; denn daß sie gerade einer wilden Schuppungszone entsprochen hätte, ist kaum anzunehmen.

Demgegenüber ist der Wildbach imstande, ein sehr mannigfaltiges Material an einen Punkt zu liefern. Man sehe sich den Schutt vieler alpinen Wildbäche an — und wenn ihr Sammelgebiet sich auch nur auf wenige Quadratkilometer beläuft. Ein größeres Hinterland ist nicht erforderlich. Im Gegenteil darf man wohl annehmen, daß die Heimat aller Gerölle ungefähr dieselbe war; denn das starke Gefälle, das die Bäche besitzen mußten, um Riesenblöcke von vielen Kubikmetern fortzuschaffen, schließt einen weiten Lauf von vornherein aus. Mit der Auffassung als Wildbachschutt harmoniert auch sehr gut die ganze Art der Ablagerung: die dichte, kaum Raum für ein Bindemittel lassende Packung von gerundeten Blöcken aller Dimensionen sowie die Einlagerung zwischen fast ausschließlich terrigene, wenn auch größtenteils viel feinere Sedimente, von raschem Wechsel in der Korngröße: die tonigen Schiefer, Quarzite, feinen Breccien usw. der Junghansschichten. Sie machen ganz den Eindruck von im Meer abgesetzten Deltasedimenten. Auffallend bleibt dabei nur das plötzliche Auftreten eines so viel gröberen Materials, wie es das Bolgenkonglomerat darstellt. Man wird es wohl in Verbindung bringen mit einem tektonischen Vorgang:²³⁾ mit der verhältnismäßig plötzlichen Heraushebung einer Gebirgskette. Allzu bedeutend braucht man sich diese nicht vorzustellen: es genügt, daß sie ein paar hundert Meter über den Meeresspiegel aufragte mit entsprechend steilem Gefälle. Unmittelbar am Meere muß sie sich befunden haben wegen der Größe der Blöcke (vgl. oben); und zwar wahrscheinlich auf einer Insel, da ja zur älteren Kreidezeit im größten Teil der Alpen das Meer herrschte. Ihre Existenz war jedoch nur eine Episode — wenn auch eine mehrfach wiederholte, wie das Vorkommen von Gerölleablagerungen auch in älteren und jüngeren Schichten zeigt (vgl. S. 259); mit der Verringerung des Gefälles durch die Abtragung gelangten wieder nur mehr feine Sedimente in das Absatzgebiet unserer Feuerstatterdecke.

Auf tektonische Bewegungen die der Wegführung des Geröllematerials vorangingen, weisen auch die in diesem vorgefundenen kataklastischen Erscheinungen hin. Sie sind freilich sehr selten, der größte Teil der Gerölle zeigt nichts der Art, unter meinen Schlifsen fast nur der Granit 15 und die Syenite 16 und 18. Das ist so zu deuten, daß es sich wohl um keinen Deckenschub, sondern um eine einfache Auf-faltung handelt, die die Gesteine nur in verhältnismäßig geringem Grade mechanisch beeinflusste; und andererseits wurden nur verhältnismäßig oberflächennah und daher un stetig deformierte Gesteine der Erosion zugänglich — in diesen brauchte sich aber abseits von einigen Scherflächen,

d. h. also durch den unverhältnismäßig größeren Teil ihrer gesamten Masse, keine Kataklyse auszubilden. Es ist sogar sehr möglich, daß die drei genannten Gerölle (sämmtlich aus der Gegend der Hörnle-Alpel) alle von ein und derselben Zertrümmerungszone herkommen.

Eine Rekonstruktion der paläo-geographischen Verhältnisse soll hier nicht versucht werden, da sie die genaue Kenntnis der Tektonik voraussetzt. Jedenfalls aber dürfen wir mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Herkunft unserer Gerölle einheitlich ist -- daß sie nicht aus zwei oder noch mehr verschiedenen Richtungen in einen Sammeltrög zusammengespült sind. Wenn es also gelingt, die Heimat eines Teiles der Gerölle zu ermitteln, so darf das Resultat als für die Gesamtheit näherungsweise gültig betrachtet werden.

Diese Aufgabe sei nun in Angriff genommen. Dabei müssen wir uns zunächst bewußt bleiben, daß eine exakte Übereinstimmung der Gerölle mit irgendeinem anstehenden Vergleichsmaterial von vornherein nur in ganz seltenen Fällen erwartet werden kann. Denn erstens haben die Gerölle vielfach unter Verwitterungsvorgängen zu leiden gehabt, von denen das anstehende Gestein verschont geblieben -- Verwitterungsvorgänge, die unter Umständen bis zur vollständigen Zerstörung einzelner Mineralien durch das gesamte untersuchte Geröllmaterial hindurch geführt haben (z. B. Pyroxene). Zweitens ist umgekehrt der Fall zu berücksichtigen, daß das Anstehende Veränderungen durch Metamorphose erlitten hat, denen die Gerölle entgangen sind. Das ist um so eher möglich, als ja zwischen die Ablagerungszeit unserer Gerölle und die Gegenwart der Hauptanteil der alpinen Gebirgsbildung und Metamorphose fällt. Drittens aber ist es überhaupt beinahe nicht zu erwarten, daß wir genau die Stellen, von welchen die Gerölle losgelöst wurden, jemals zu Gesicht bekommen werden; sie sind wohl stets abgewittert oder zugedeckt -- sei es tektonisch oder durch jüngere und jüngste Ablagerungen; eine Ausnahme mag wohl nur dann bestehen, wenn der Absatz des Schuttes unmittelbar auf oder neben dem Muttergestein erfolgt ist, so daß wir beide noch im ursprünglichen Verband sehen. Das trifft aber in unserem Falle nicht zu. Wir dürfen also nicht mehr verlangen, als daß wir günstigenfalls Gesteine vergleichen, die von dem wahren Ursprungsort der Gerölle vielleicht einige Kilometer entfernt sind; auf solche Distanzen sind aber immerhin nicht selten schon Veränderungen mancher Merkmale möglich. Vor allem auch können wir in einer Verschiedenheit der Mengenverhältnisse der einzelnen Gesteine nichts Auffallendes erblicken. Endlich viertens spielt auch der Zufall in der Auffindung und Aufsammlung des Materials eine Rolle, zumal wenn sie nicht durch denselben Beobachter und speziell im Hinblick auf den Zweck der Vergleichung erfolgt ist.

Noch eine Vorbemerkung ist nötig: Für die Heimatbestimmung der Gerölle unmittelbar zu verwerten sind nur charakteristische, verhältnismäßig selten vorkommende Typen. Wenn Gümbel den Augengneis des Bolgen und jenen des Bayrischen Waldes überraschend ähnlich findet,²³⁾ so ist darauf nicht mehr Wert zu legen, als wenn Studer das nämliche Gestein mit dem Ötztaler Zentralgneis vergleicht;²⁴⁾ denn dieser Augengneis ist eben so wenig charakteristisch, daß

er in den meisten Gebieten nicht ausgesprochen oberflächennah umgewandelter kristalliner Schiefer ohne Schwierigkeit untergebracht werden könnte. Das gleiche gilt von unseren Augengneisen fast allgemein, ebenso aber auch von einem Teil der Paragneise sowie der Granite. Insofern aber können auch diese Gesteine für die Bestimmung der Herkunft herangezogen werden, als ihre tektonische und Mineralfazies mit den Verhältnissen, wie sie in dem in Aussicht genommenen Heimatgebiet herrschen, nicht in Widerspruch stehen darf (unter Berücksichtigung der bereits aufgeführten Gesichtspunkte). Endlich ist auch noch ein negatives Argument anzuführen: Charakteristische und allgemein durch ein Gebiet verbreitete Gesteinstypen dürfen dem Geröllematerial nicht fehlen, wenn es dorthier stammen soll; Auslese auf dem Transport darf in unserem Falle jedenfalls nur dann für das Fehlen von Gesteinen verantwortlich gemacht werden, wenn deren Widerstandsfähigkeit eine sehr geringe ist (vgl. S. 233).

Sehen wir uns also nach der Heimat unserer Gerölle um! Im Alpenvorland, wie es Gumbel wollte, kann sie zunächst nicht gesucht werden. Schon die Tektonik spricht dagegen — unsere Konglomerate sind ja aus S über den Flysch überschoben.²⁵⁾ Aber auch die Vergleichung der charakteristischen Gesteine mit Böhmischer Masse, Schwarzwald und Aarmassiv fällt durchaus negativ aus. Speziell für die erstgenannte kann ich mich dabei auch auf das Urteil hervorragender Kenner: Hofrat Becke und Dr. Mieleitner †, berufen, die für keines der ihnen im Handstück oder Dünnschliff vorgelegten Gesteine dort eine Herkunftsmöglichkeit angeben konnten. Und umgekehrt fehlen unserem Bolgenkonglomerat charakteristische und weitverbreitete Typen der genannten Gebiete vollständig; weder die Cordieritgneise und die Granite des Bayrischen Waldes, noch die Kinzigite und Porphy granite des südlichen Schwarzwaldes, noch endlich die titanitreichen Granite und die (von den unsrigen schon durch viel größeren Gehalt an dunklen Gemengteilen unterschiedenen) Syenite des östlichen Aarmassivs sind zu finden — um nur einige Typen zu nennen.

Ebenso negativ ist das Ergebnis bezüglich des im heutigen Kartenbilde nächstgelegenen kristallinen Gebietes der Alpen: des Silvrettamassivs und der ihm im wesentlichen gleich zusammengesetzten Ötztaler Alpen. Augengneise, einzelne Biotitschiefer und der Amphibolit 132 ließen sich wohl von dorthier beziehen; und die Pyroxen führenden Quarzporphyre finden bis zu einem gewissen Grade Analoga in den Gesteinen der Zwölfer spitzgegend am W-Rand der Ötztaler Masse.²⁶⁾ Eine vollkommene Übereinstimmung war jedoch bei der Vergleichung mit W. Hammers reichem Schliffmaterial nirgends zu finden; und für meine Granite, Syenite usw. sowie für manche charakteristische metamorphe Gesteine fehlt dort überhaupt jedes Vergleichsmaterial. Umgekehrt ist die mannigfaltige und in jenen Massiven weitverbreitete Serie der Staurolith und Disthen führenden Glimmerschiefer und der Albitknotengneise usw. in meinem Geröllematerial überhaupt nicht, die Amphibolite durch die zwei aufgefundenen Stücke gänzlich unzureichend vertreten.

Wir wenden uns also zu den heute meist als unterostalpin zusammengefaßten Gebieten Graubündens: vor allem dem Albula-Julier-

Berninamassiv. Mit ihren Gesteinen scheint unser Geröllematerial tatsächlich vielfache Übereinstimmung zu besitzen. Die Granite erinnern z. T. (103, 126) an Albula- und Juliergranite;^{26a)} wenn die Übereinstimmung nicht vollkommen ist, so liegt das meines Erachtens hauptsächlich daran, daß das augenfälligste Merkmal dieser letzteren: die grüne Farbe der Plagioklase, auf einer Umwandlung beruht, die ich heute für jünger als die Ablagerung des Bolgenkonglomerats betrachten muß. Insbesondere finden die Alkaligranite (15, 17) und -syenite (16, 18) gute Analoga im Berninamassiv;²⁷⁾ sie fallen um so schwerer ins Gewicht, als derartige Gesteine anderwärts in weitem Umkreis — bis nach Predazzo — überhaupt nicht bekannt sind. Der „Granodiorit“ (14) kann mit basischen Typen des Juliergranits, der „Banatit“ (114), ebenso das ihm nahe verwandte Gestein (123) mit gleichartigen Gesteinen des Berninagebietes verglichen werden (vgl. S. 237f.). Die basischen Gesteine 142, 152 stimmen freilich mit den von dort bisher bekannten nicht überein, ebenso gleichen die Quarzporphyre nicht den von mir im Juliergebiet gesammelten, besonders die Pyroxen führenden Glieder sind dort bisher nicht aufgefunden. Bezüglich dieser letzteren darf aber auf Trümpys Fund eines anscheinend ähnlichen Gesteins in der Falknisbreccie²⁸⁾ hingewiesen werden, deren Material ebenfalls mit großer Wahrscheinlichkeit von den Oberengadiner Massiven herzuleiten ist; das ist ein indirektes Argument für eine gleiche Herkunft unserer Gerölle. Im übrigen macht der Tuff (111) wahrscheinlich, daß unsere Gerölle aus Porphyredecken stammen, deren Äquivalente im Berninamassiv noch unerforscht, in der Erddecke vielleicht durch Metamorphose unvergleichbar geworden sind (Nairporphyr!). Sphärolithische Quarzporphyre gibt es u. a. am Berninapaß;²⁹⁾ ob ihnen der obige (28) zu vergleichen ist, kann ich nicht sagen. Bezüglich der kristallinen Schiefer scheinen sich zunächst Schwierigkeiten zu ergeben, da diese im Berninagebiet vor allem durch „Casamaschiefer“, d. h. Quarzphyllite sowie grüne (phengitische oder muskovitisch-chloritische) Gneise vertreten sind — Gesteine, die geringeren Umwandlungstemperaturen entsprechen als unsere zumeist biotitreichen Gerölle. Inwieweit daran jüngere regressive Metamorphose in jenen Gebieten Schuld trägt, läßt sich noch nicht übersehen. Jedenfalls aber lassen sich die Gerölle z. T. sehr wohl — wenn auch nicht immer in allen Einzelheiten — vergleichen den Glimmerschiefern und Gneisen, die ich im Hangenden des Granits im Albulamassiv gefunden habe, und jenen, die als Einschlüsse in den Graniten stecken. Tatsächlich wurden ja in manchem unserer Gerölle Spuren beobachtet, die auf kontaktmetamorphe Beeinflussung hinzuweisen scheinen; und die allgemeinen Vorstellungen, die wir über die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung des Bolgenkonglomerats gewonnen haben, nötigen zu dem Schlusse, daß die Heimat der kristallinen Schiefer und der Massengesteine einander unmittelbar benachbart zu denken sind. — Auch der Charakter eines Teiles der sedimentären Gerölle kann, wiewohl mit Vorbehalt, für die unterostalpine Abkunft des Materials geltend gemacht werden.

Die Übereinstimmung ist tatsächlich, zumal bei Berücksichtigung der S. 256 angeführten Umstände, eine leidliche. Es scheint demnach

zunächst gerechtfertigt, die Heimat der Gerölle des Bolgenkonglomerats im unterostalpinen Gebiet, speziell im Julier-Berninamassiv, bzw. in dessen nicht sichtbarer, streichender Fortsetzung zu suchen. Dieses Ergebnis deckt sich mit der Vermutung von W. Kockel, daß das exotische Material des Flysch von dem „Rumunischen Rücken“ abzuleiten sei — den er ja selbst mit dem „Unterostalpinen Inselkranzgebirge“ Cadischs identifiziert.^{20a)}

Nicht berücksichtigt wurde als Ursprungsgebiet die kristalline Masse der Languard- und Campodecke (O Engadin—Puschlav), weil sie noch zu wenig erforscht ist; jedenfalls scheint vorläufig das eine tonaleschieferähnliche Gerölle (56) kein ausreichender Hinweis, um sie ernstlich in Betracht zu ziehen. — Mit den penninischen Gebieten Graubündens ist eine Vergleichung nicht möglich: dort ist die junge, alpine Umwandlung der Gesteine zu gründlich erfolgt; ein gleiches dürfte bezüglich der Tauern gelten.

Selbstverständlich sind nun die Gerölle des Bolgenkonglomerats nicht aus dem heutigen Berninamassiv durch Wildbachtransport an ihre heutigen Fundpunkte gelangt. Wir sahen ja bereits, daß sie in unmittelbarer Nachbarschaft ihrer Heimat abgelagert sein müssen. Den Widerspruch, daß sie heute durch 100 km Luftlinie von jener getrennt sind, löst der Deckenschub, der das bereits fertig gebildet vorliegende Bolgenkonglomerat erfaßt und nach N verschürft hat, mitsamt der Schichtserie, an deren Zusammensetzung es Anteil hat.

II. Andere Vorkommen im Klippengebiet.

1. In der Schichtreihe der Klippen.

a) Im Aptychenkalk finden sich bereits Breccien und Konglomerate mit reichlich kristallinem Material eingelagert. Auf der SO-Seite des Feuerstätterkopfs waren sie bereits Tornquist bekannt, der sie dort irrümlich zum Flysch gezogen hat.²⁰⁾ Genauere Angaben darüber wird meine Klippenmonographie bringen. Hier sei nur bemerkt, daß sie stets in der stratigraphisch hangenden Partie des Aptychenkalkes auftreten, daß die Größe der vielfach eckigen Elemente meist nur nach Zentimetern mißt, selten Faustgröße erreicht, und daß das Material größtenteils aus hellen Glimmerschiefen besteht, ohne daß indessen Granite und Quarzporphyre ganz fehlten. Vielleicht stammt auch der von Tornquist bei der Grämpl-Alpe gefundene Block von ?Juliergranit aus diesem Konglomerat.

b) Im Feuerstättersandstein,²¹⁾ der stratigraphisch auf die Jung-hansenschichten folgt, findet sich ebenfalls eine (anscheinend stratigraphisch einheitliche) Einlagerung polygener Konglomerate und Breccien eingeschaltet.²²⁾ Auch sie sind vorwiegend von nicht allzu grober Beschaffenheit — die einzelnen Fragmente zumeist nicht mehr als faustgroß. Es sind weit vorwiegend Ortho- und Paragneise und Glimmerschiefer; dazu treten seltener Granite und Quarzporphyre und vereinzelt sedimentäre Gerölle: gelber Triasdolomit, hellgrauer, dichter (?) Aptychenkalk, grauer Hornstein sowie schwarze phyllitische Schiefer. — Das Bindemittel besteht aus grünem Sandstein, vollständig gleich dem, welcher dieses Konglomerat einschließt.

Unter seinen Vorkommen nimmt eine besondere Stelle das vom Ränker-tobel ein, sowohl durch die ungewöhnliche Größe seiner Komponenten — es sind wohlgerundete Blöcke von 60 bis 80 cm Durchmesser — wie dadurch, daß sie fast nur aus Granit bestehen. Aufgeschlossen ist dieses Konglomerat in einem westlichen, bei zirka 1400 m einmündenden Zweiggraben. — Ein Granitblock wurde genauer untersucht (Schliff 100). Er zeigt ein mittelkörniges Gemenge von undurchsichtig getrübt, weißem Plagioklas, einzelnen klaren, verhältnismäßig großen (1 cm langen) Orthoklasen von grauweißer Farbe, gleichfalls grauweißem Quarz, ziemlich untergeordnet hellem und dunklem Glimmer.

Im Dünnschliff zeigt der Plagioklas breite albitische Säune um vollkommen umgewandelte Kerne; auch der Orthoklas ist stark getrübt. Tiefbrauner Biotit z. T. mit reichlichem Sagenitgewebe; Muskovit in regellosen Fetzen. Struktur normal granitisch; Kataklyse fehlt. — Das Gestein erinnert an manche aus dem Bolgenkonglomerat beschriebene, ohne daß von vollkommener Übereinstimmung die Rede wäre.

Das Vorkommen dieser beiden Geröllhorizonte (a) und (b) zeigt, daß die Bedingungen, die für die Entstehung des Bolgenkonglomerats maßgebend waren, sich in früherer und späterer Zeit wiederholt haben, wenn auch anscheinend in abgeschwächtem Maße. Man wird erinnert an die Falkniserie, die ja auch durch Einlagerung mehr oder minder grobklastischen Materials in fast allen stratigraphischen Horizonten ausgezeichnet ist. Die Erklärung, die dort Trümpy gegeben hat,³³⁾ dürfte auch in unserem Falle im wesentlichen zutreffen: daß durch das ganze jüngere Mesozoikum hindurch tektonische Bewegungen stattgefunden haben in mehrfacher Wiederholung, die immer wieder der Erosion Gelegenheit zu kräftiger Tätigkeit geliefert haben.

Zugleich ist diese vielfache Wiederholung von Konglomerat- und Breccienhorizonten auch ein Merkmal der unterostalpinen Gebiete³⁴⁾ und folglich geeignet, die oben ausgesprochene Ansicht über die Herkunft des Materials zu stützen.

2. Vorkommen in der Unterlage der Klippen.

Die Scheienalpmergel, das oberste Schichtglied der helvetischen Kreide,³⁵⁾ enthalten im Gebiet des Rohrmooser und Hirschgudentales gelegentlich Einlagerungen von feinen polygenen Breccien und Konglomeraten. Sie bestehen vorwiegend aus Fragmenten von Quarz, hellen Glimmerschiefern, auch gelbem Dolomit.

In einem etwas gröberen Konglomerat dieser Art, im Graben, der vom Sperberwinkel herabzieht (W Rohrmoos), fand ich auch einen hellgrauen Porphyrt mit zahlreichen blaßgrünlichen Einsprenglingen von Plagioklas, mehr zurücktretend blaßrötlichen Orthoklas in dichter Grundmasse. — Im Dünnschliff (Nr. 118) zeigen sich die beiden Feldspäte stark getrübt — der Plagioklas ist nicht mehr näher bestimmbar. Daneben erkennt man noch basische Einsprenglinge, vollständig umgewandelt in chloritische Substanzen, Quarz und viel Eisenerz. Säulige Formen sind erkennbar, aber keine charakteristischen Querschnitte, so daß dahingestellt bleiben muß, ob es sich um einen Pyroxen oder

Amphibol handelt. Quarz als primäres Mineral fehlt! Die Grundmasse besteht fast nur aus Feldspäten. — Das Gestein erinnert durch seine Quarzfreiheit an die aus dem Bolgenkonglomerat aufgeführten quarzarmen Porphyre. Die Übereinstimmung wäre vollkommen, wenn sich die basischen Einsprenglinge als Pyroxen erweisen ließen.

Gegen O werden die Scheienalmmergel bei Rohrmoos abgelöst durch dunkle flyschartige Schiefer. Ihnen sind (an dem Steig in den bei Rohrmoos ausmündenden Tobel aufgeschlossen) Bänke von feinen Breccien eingelagert,³⁶⁾ bestehend aus Quarz, hellen Glimmerschiefern und Gneisen, untergeordnet auch einem hellen Granit mit weißen Feldspäten sowie gelben und grauen Dolomiten; diese Elemente messen 1 bis 2 cm, ausnahmsweise auch bis zu 4 cm im Durchmesser. Im westlich benachbarten Graben werden sie z. T. bis faustgroß.

Ausdrücklich betont sei, daß es sich auch hier um konkordant eingelagerte Bänke handelt, nicht um isolierte exotische Blöcke. Zu der Herkunft ihres Materials sei später (S. 273) noch kurz eine Möglichkeit geäußert.

Hier sei auch hingewiesen auf die feinen Breccien, die — in stratigraphisch wesentlich höherem Niveau^{37a)} dem Oberzollbrücker Sandstein des Flysch vielfach eingelagert sind. Unter ihren meist wenige Millimeter großen Bestandteilen sind Quarzkörner, helle Glimmerschiefer und gelbe Dolomitstückchen zu bemerken; durch Abnahme der Korngröße gehen sie unmerklich über in feinere Sandsteine. Sie gemahnen an Schardts bekanntes Wort: »toute la composition du Flysch est d'ailleurs exotique«. Gleichwohl darf man sie nicht mit Reiser³⁷⁾ den eigentlichen exotischen Blöcken an die Seite stellen. Denn nicht nur weist die gleichmäßig geringere Korngröße darauf hin, daß zwischen ihrem Ausgangs- und Ablagerungsgebiet weit längere Wassertransporte als bei jenen zu denken sind — auch ihre Zusammensetzung ist eine ganz andere: das zeigt an besten das reichlich vorhandene Dolomitmaterial. Ich möchte in diesen Sandsteinen (von vermutlich eozänem, aber vorläufig nicht näher bestimmbar Alter) den feinen Schutt aus einem größeren Alpenabschnitt erblicken, der durch ziemlich weit zurückgreifende Flüsse in das Meer hinausgeschafft wurde. Daß entsprechende grobklastische Bildungen fehlen, liegt vielleicht nur an der Unbekanntheit der gleichzeitigen Küste.

3. Der Gneis vom „Großen Graben“ im Hirschgundental.

Dieses eigenartige Vorkommen erreicht man, wenn man die Straße Rohrmoos—Hirschgund (vgl. Blatt Hoher Ifen der bayrischen Karte 1:25.000) unter der Brücke bei P.994-9 verläßt und auf dem N-Ufer des Schönbachs zur Mündung des „Großen Grabens“ vordringt. Diesen aufwärts verfolgend, gewahrt man des öfters gewaltige Gneisblöcke; und bei zirka 1030 m Höhe sieht man sich mit Erstaunen am Fuße einer von NW herabziehenden Halde, die ganz aus solchen besteht. Einzelne der Blöcke messen nach jeder Richtung mehrere Meter. Die Halde wird überragt von einem Felsriff, das zirka 25 m lang und 8 bis 10 m hoch aus dem Waldboden herausragt (übrigens von der Grabensohle aus bereits zu sehen ist).

Es bricht nach S mit senkrechter Wand ab, und man hat ganz den Eindruck, daß die darunter liegenden Blöcke von dieser abgestürzt sind; ihr Gestein ist durchwegs das gleiche. Die heute noch zusammenhängend sichtbare Masse kann man auf etwa 2500 bis 3000 cm^3 schätzen; ihr wahres Volumen mag unter Berücksichtigung des losgebrochenen Materials sowie des im Boden steckenden Teiles mit 10.000 cm^3 nicht zu hoch veranschlagt sein. — Das Gneisriff zeigt flach westlichfallende Schieferung.

Das Gestein ist ein gewöhnlicher Zweiglimmer-Augengneis, verhältnismäßig reich an Biotit und folglich dunkel gefärbt, mit ausgeprägter Lagentextur und linsenförmigen Feldspatmassen (nur z. T. einheitliche Kristalle) bis über 1 cm Durchmesser. — Im Dünnschliff bietet es das gewohnte Bild eines granitischen Augengneises mittlerer Tiefenstufe (Grubenmann), ohne besondere Eigenheiten. Kataklyse fehlt; auch Gefügeregelung am Quarz ist wenig ausgesprochen.

Leider ist in der Umgebung dieses Gneises nicht ein einziger Aufschluß, der über die Verbandsverhältnisse Auskunft geben könnte. Etwas höher stehen im Großen Graben graue Flyschkalke und Schiefer an; solche sowie Flyschsandsteine sind auf dem Gehänge östlich von dort an Hand von Lesesteinen eine Strecke weit verfolgbare. Weiter aufwärts im Großen Graben scheinen Junghansenschichten anzustehen; zwischen ihnen und dem Gneis wäre die streichende Fortsetzung jenes Flyschs gegen W zu denken. Es ist also nicht gut möglich daß er einem Vorkommen von Bolgenkonglomerat angehört — zumal ich solches im Großen Graben und Umgebung überhaupt nicht kenne; man müßte denn annehmen daß die ganze Gneismasse von weiter oben herabgerutscht sei — was allenfalls denkbar, aber nicht zu beweisen ist. Zudem geht ihre Größe weit über alles hinaus, was ich aus dem Bolgenkonglomerat kenne. Andere Konglomerate kommen aus denselben Gründen erst recht nicht in Frage — und am wenigsten jene des „Wildflysch“, deren Elemente ja im Rohmooser Tal nur nach Zentimetern messen (vgl. S. 261).

Unter diesen Umständen halte ich auch heute an meiner Auffassung von 1921 fest: daß dieser Gneisfelsen keinem Konglomerat angehört, sondern ansteht — ein tektonisch verschleppter und wahrscheinlich in die Flyschunterlage verschuppter Schubsetzen von der Basis der Feuerstätterdecke —, vielleicht ein Stück jener Kette, von der die Blöcke des Bolgenkonglomerats stammen. Manche von ihnen haben große Ähnlichkeit mit diesem Gneis (unter den näher untersuchten am meisten Nr. 6; vgl. S. 246).

4. Gabbroides Gestein an der Subersach unterhalb Sibratsgfäll.

Bereits auf Vorarlberger Boden entdeckte ich ein neues Vorkommen eines kristallinen Gesteins, an der Subersach. Es befindet sich hart an der Flysch-Molassegrenze, nicht weit oberhalb der Stelle, wo sich die Subersach anschickt, in wilder Klamm die südlichste Molassekette zu durchbrechen. Man beobachtet dort auf dem NO-Ufer von NW nach SO folgendes Profil (Fig. 1):

4. Dickbankiger Molassesandstein, lagenweise übergehend in vorwiegend feine Nagelfluh (mit auffallend vielen Quarzgeröllen). Nach kurzer Schuttunterbrechung folgen

3. graue, dünn-schichtige und sehr bröcklige Mergel, etwa 10 m abgeschlossen im Bachbett; gegen ONO setzen sie entlang einem Graben in ansehnlicher Mächtigkeit aufwärts und enthalten dort dünne Zwischenlagen von feinkörnigem, grauem Sandstein, oft reich an verkohlten Pflanzenresten. Mit (4) scheinen sie in vollkommen normalem Verband zu stehen, gehören folglich jedenfalls auch noch zur Molasse.

Die weiteren Glieder beobachtete ich nur unmittelbar im Bachbett; bei einigermaßen hohem Wasserstande dürften sie unzugänglich sein. — Es folgt nach etwas längerer Schuttunterbrechung (unter der die Flysch-Molassegrenze zu suchen ist):

2. dickbankiger, typischer Flyschsandstein, reich an Glimmerschüppchen; hierauf abermals nach Schuttunterbrechung

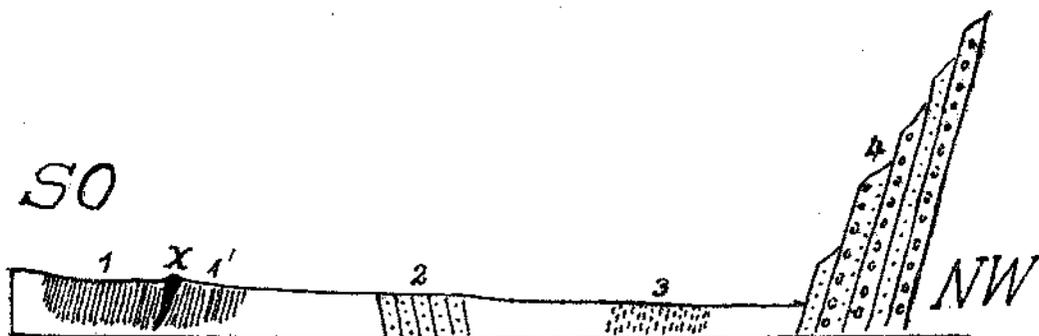


Fig. 1. Profil an der Subersach, zirka 1 : 1000.

(Erklärung im Text.)

1. 1'. dunkelgraue tonig-mergelige Schiefer, darin eingelagert (vollkommen sicher anstehend!)

x) eine unregelmäßig verquetschte Linse von einem dunkelgrünen Gestein, maximal etwa 1 m mächtig und einige Meter im Streichen zu verfolgen. Es bricht fast nur nach Rutschflächen, was seine Bestimmung sehr erschwert. Nur einzelne weißliche Spaltflächen sieht man aus der grünen Masse hervorleuchten.

Sie gehören, wie das Mikroskop lehrt, einem gut zwillingslamellierten Albit-Oligoklas an (Auslöschung \perp α 84°); er ist im allgemeinen vollkommen frisch. Der ehemals vorhandene dunkle Gemengteil ist dagegen durchwegs zerstört und durch Chloritaggregate, teilweise mit Kalzit, ersetzt. — An Nebengemengteilen ist leukoxenbestäubter Ilmenit ziemlich reichlich, Apatit in langen und sehr dünnen Nadeln selten (dann aber auf beschränkten Flecken in Mengen) erkennbar. — Die Struktur ist ausgesprochen gabbroid: die mäßig dünntafeligen Feldspäte sind mit deutlich idiomorpher Umgrenzung eingewachsen in die gestaltlose basische Füllmasse. — Zertrümmerungsspuren sind beschränkt auf schmale Zonen, an denen die Feldspäte zu rundlichen Brocken zerrieben im Chlorit schwimmen, oder feine chloritbelegte Gleithäute und kalziterfüllte Risse; davon abgesehen ist, ähnlich wie bei den Retterschwanger Glimmerschiefeln, das Gefüge durchaus unverletzt.

Das Gestein erinnert (von dem etwas feineren Korn abgesehen) auffallend an den S. 241 unter 152 beschriebenen Block von Gabrhörorit;

nur der hier noch saurere Feldspat bedeutet einen bemerkenswerten Unterschied. Er will zu dem gabbroiden Gesamtbilde des Gesteins gar nicht recht passen. Leider erlaubt die starke Umwandlung seiner dunklen Gemengteile keine genaue Einordnung in das petrographische System.

Dies Gestein ist ziemlich sicher auf tektonischem Wege an seinen Platz gelangt. Dafür spricht seine langgestreckte Quetschlinienform, die jeder Einsedimentierung Schwierigkeiten bereitet, und die gewaltige innere Zerrüttung. Bei seiner Lage fast an der Flysch-Molassegrenze könnte man versucht sein, an Aufschürfung aus dem Untergrunde zu denken; doch wäre das am helvetischen Außenrand ein bisher ganz einzelstehender Fall. Daher scheint es mir wohl wahrscheinlicher, Entwicklung von obenher anzunehmen; es handelt sich dann vermutlich um einen Schubsetzen von der Klippenbasis. Denkbar wären vielleicht auch Beziehungen zu den Allgäuer Diabasen.

Genaueres Nachforschen wird vielleicht in der äußeren Flyschzone des Brengener Waldes noch mehr ähnliche Vorkommnisse zutage fördern.

III. Einige exotische Vorkommnisse in anderen Teilen des Allgäus.

1. Retterschwangtal.

Die berühmten Retterschwanger Glimmerschiefer und ihre Begleitgesteine habe ich andernorts ausführlich beschrieben; es genügt daher hier kurz auf die Ergebnisse hinzuweisen.³⁸⁾

Die große, mindestens etwa 60 m mächtige und über 300 m Längserstreckung aufgeschlossene Scholle, aus Glimmerschiefer, untergeordnet Amphibolit und Spuren von Orthogneis bestehend, stellt einen von der Allgäuer Decke passiv verschleppten Schubsetzen dar, wahrscheinlich unterostalpinen Ursprungs. Gleiches gilt für eine Reihe von kleineren Schollen der nämlichen Gesteine.³⁹⁾ Außerdem finden sich in enger räumlicher Verknüpfung mit diesen anstehenden kristallinen Gesteinen Breccien von wahrscheinlich Oberkreidealter, die in der Hauptsache aus den Trümmern eben dieser Gesteine bestehen, doch nicht ganz ohne Spuren von fremdartigem Material. Die Trümmer sind nicht oder nur wenig gerollt und von z. T. beträchtlicher Größe; so große Blöcke wie häufig im Bolgenkonglomerat habe ich freilich nicht gefunden. Jedenfalls aber ist auch ihr Material nicht weit transportiert: und jedenfalls ist die Breccie zusammen mit der liegenden, oberjurassisch-kretazeischen Schichtfolge und zusammen mit den kristallinen Gesteinen tektonisch an ihren heutigen Fundort verfrachtet worden.

Im Liegenden dieser exotischen Gesteinsserie, der Retterschwangdecke, finden sich auch noch Konglomerate mit exotischen Geröllen im Flysch eingelagert; ich habe sie a. a. O. bereits beschrieben und werde später (S. 276) nochmals darauf zurückkommen.

2. Gegend von Oberstdorf.

Das bedeutendste Vorkommen altkristalliner Gesteine in der Oberstdorfer Gegend ist das vom Kühberg^{39a)}, das von Rothpletz⁴⁰⁾ entdeckt und als Schubsetzen von der Basis der Allgäuer Decke gedeutet wurde, der durch Absinken an einer Verwerfung in diese tiefe Lage (200 m unter der Schubfläche am Schattenberg) gekommen sei. G. Schulze⁴¹⁾ schloß sich dieser Auffassung an. Tornquist⁴²⁾ setzte ihr die Deutung entgegen, daß ein im Flysch sedimentierter Riesenblock vorläge. Mylius⁴³⁾ betonte, daß der "Gneis" diskordant dem Flysch aufliegt und selbst wieder von Flysch überlagert wird; er dachte ihn an einer Überschiebung von Flysch über Flysch aus dem Untergrunde heraufgeschleppt. Auf seinem wie auf Rothpletz' Profil sind auch schon einige kleinere Blöcke im Liegenden der großen Scholle gezeichnet. Arnold Heim⁴⁴⁾ fand auch Granitblöcke. Richter⁴⁵⁾ vermehrte die Zahl der kleinen Blöcke noch wesentlich

und glaubte auch eine Doppelung der großen Scholle gefunden zu haben; er berichtete die früheren Angaben über die Natur des Gesteins dahin, daß Glimmerschiefer und nicht Gneis vorliege. Er und Heim schlossen sich der Deutung von Törnquist an und betrachteten das Vorkommen als einen Schwarm in den Flysch eingesedimentierter exotischer Blöcke.

Im wesentlichen stehen sich also die Erklärung durch sedimentäre Einlagerung und die tektonischen Deutungen gegenüber. Meine eigenen Beobachtungen haben mich zu den folgenden Ergebnissen geführt (Fig. 2, a bis f);

Die Lagerungsbeziehungen der Glimmerschiefer-Hauptscholle zum Flysch und zu den kleinen Blöcken (die ich in Fig. 2 des Maßstabes halber vernachlässigt habe) entsprechen im wesentlichen dem bisher

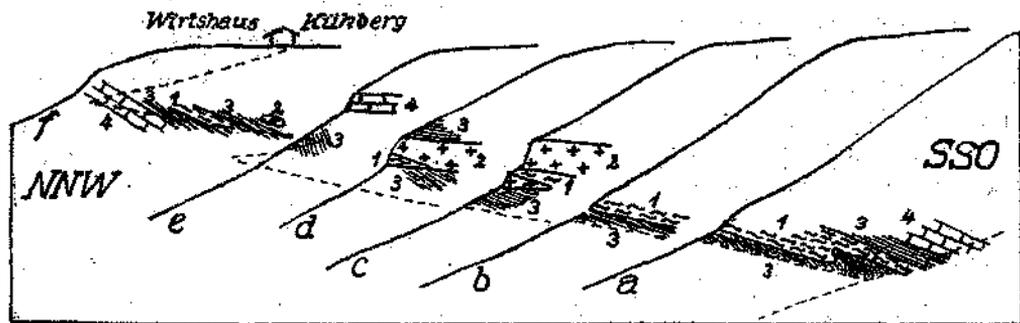


Fig. 2. Profile durch den Kühberg, zirka 1 : 1000.

1 Glimmerschiefer, 2 Granit, 3 Flyschschiefer, 4 Heller Kalk.

Bekanntes: die erstgenannte fällt flach südlich, der Flysch erheblich steiler, doch schmiegt er sich am Kontakt dem Glimmerschiefer konkordant an; daß dieser gegen S gleichfalls zu so steilem S-Fallen umbiegt, wie es Richter zeichnet, kann ich nicht bestätigen. Auch die Doppelung der großen Scholle habe ich nicht auffinden können; das einzige Anzeichen, das zur Annahme einer solchen verleiten könnte, ist eine kleine Einpressung des liegenden Flysch in den Glimmerschiefer, gleich über der Gabelung des Fußweges zum Kühberg — eine Einpressung, die indessen kaum weiter als $\frac{1}{2} m$ eindringt. — Die kleinen Glimmerschieferblöcke haben alle mehr oder minder linsenförmige Gestalt und stecken konkordant zwischen dem steil südlich fallenden, liegenden Flysch.

Was dagegen erheblich über das bisher Bekannte hinausgeht, ist die Größe der Hauptscholle. Unmittelbar zusammenhängend sichtbar ist sie freilich nur auf etwa 10 bis 15 m Länge; aber weiter nördlich folgt längs des Weges eine ganze Reihe von kleinen Anrissen, in denen stets am oberen Rand hart unter der geschlossenen Vegetationsdecke der Glimmerschiefer sichtbar wird, teils nur in losen Stücken, teils allem Anschein nach anstehend. Die Scholle ist solchergestalt auf etwa 30 m Länge zu verfolgen. Dann gelangt man an eine 5 bis 6 m lange Unterbrechung der Aufschlüsse; aber darauf beginnt eine 50 bis 60 m lange Strecke, auf der man wieder stets in gleicher Höhe (2 bis 3 m, gegen aufwärts wenig zunehmend) über dem Weg die kristallinen Gesteine aus der Vegetationsdecke herausragen sieht. Gegen das Ende dieser Strecke ist es aber nicht mehr Glimmerschiefer, sondern der von Arnold Heim erstmalig

erwähnte aplitischer Granit. Nichtsdestoweniger zweifle ich nicht daran, daß auch dieser der nämlichen Scholle angehört; denn an einer Stelle sieht man deutlich, wie der Glimmerschiefer sich konkordant auf den Granit legt (Fig. 2 c). Darüber folgt dieser nochmals als mehrere Meter mächtiges Felsriff an steilem Waldgehänge. Nirgends ist hier (wie auch auf der ganzen bisher betrachteten Strecke) anstehender Flysch zwischen den kristallinen Gesteinen sichtbar; vielmehr besteht kein Zweifel, daß hier eine Zunge von Glimmerschiefer in den Granit eindringt, daß somit beide in primärem Verband stehen. Die Scholle erreicht hier mit etwa 8 m das Maximum ihrer Mächtigkeit. — Nach einer abermals aufschlußlosen Strecke von zirka 15 m folgt ein weiteres Granitriff von etwa 12 m Länge und 5 bis 6 m Mächtigkeit. An seinem N-Ende ist der Verband mit Glimmerschiefer wieder zweifelsfrei aufgeschlossen: man sieht ihn mit konkordanter Grenze ziemlich flach südlich unter den Granit einfallen (Fig. 2 d). — Der Flysch im Liegenden wird offenbar diskordant von dem Granit bedeckt, denn man sieht ihn mehrfach ziemlich steil südlich einfallen, erheblich steiler als die Glimmerschiefer.

Die kristallinen Gesteine sind also auf einer Strecke von zirka 120 m (schräg zum Streichen gemessen) zu verfolgen, und wenn auch der Zusammenhang kein ununterbrochener ist, so wird doch kaum ein Aufnahmigeologe Bedenken tragen die einzelnen Aufschlüsse zu verbinden. Dafür spricht nicht nur deren Anordnung in einem geradlinigen Streifen, der nirgends durch anstehenden Flysch unterbrochen wird, sondern auch das (wo sichtbar) stets flach südlich gerichtete Einfallen der Glimmerschiefer. Wenn es sich um eine Zone einzelner Blöcke handelte, so wäre zu erwarten, daß die Lagerung wechseln würde. (Zur Vermeidung von Mißverständnissen bemerke ich ausdrücklich, daß ich nur von dem Glimmerschiefer der Hauptscholle und nicht von den kleineren Blöcken in deren Liegendem rede.) Ich ziehe also aus den besprochenen Tatsachen den Schluß, daß eine gegen 100 m (senkrecht zum Streichen) breite und maximal 8 m mächtige, einheitliche Scholle vorliegt, bestehend aus Glimmerschiefer, in dem ein aplitischer Granit in Form eines verästelten Lagerganges steckt.

Das Hangende der Scholle wird von dem nämlichen Flyschschiefer gebildet wie das Liegende, aber in konkordanter Auflagerung. Das sieht man sowohl am S-Ende am Weg als über dem Granit des N-Endes (wo die Auflagerung freilich nicht unmittelbar sichtbar). An ersterer Stelle ist der Schiefer nur zirka 2,5 m mächtig; darüber folgt ein hellgrauer, dichter bis feinkristalliner Kalk, jedoch größtenteils stark kalzitisiert und von schwarzen Tonfasern durchzogen. Arnold Heim hat ihn bereits beobachtet. Bemerkenswert ist nun aber, daß auch über dem N-Ende der kristallinen Scholle ein gleichartiger Kalk den zuvor erwähnten Flyschschiefer überlagert (Fig. 2 e). Wir haben es also offenbar mit einer durchlaufenden (wenn auch vielleicht in Linsen aufgelösten) Schicht zu tun.

Mit dem vorher erwähnten Granit erreicht die kristalline Scholle zunächst ihr Ende: in gleicher Höhe damit steht höchstens 20 m weiter

nördlich, bei der südwestlich schauenden Kehre des Weges, sehr steil südlich fallender Flyschschiefer an (Fig. 2 e). Der folgenden 50 m langen Strecke des Weges fehlen Aufschlüsse; in Fig. 2 wurde sie unterdrückt und das folgende Stück der Deutlichkeit halber zu groß gezeichnet; es ist übrigens vom Wege recht schief geschnitten. Die Aufschlüsse dort beginnen mit einer zirka 2 m langen Reihe von Blöcken des hellen Aplitgranits, gleich über dem Weg; sie sind umgeben von Flyschschutt (nicht anstehend!). Etwa 10 m weiter sieht man den Flysch konkordant auf Glimmerschiefer auflagern, der nun 13 m weit am Wege ansteht; seine Mächtigkeit beträgt 2 bis 3 m. Ein paar Meter Flyschschiefer liegen darunter; sie trennen jenen von hellem Kalk, bei der letzten Kehre unter dem Wirtshaus Kühberg (Fig. 2 f). Dieser Kalk ist identisch mit dem zuvor erwähnten aus dem Hangenden der kristallinen Hauptscholle.

Wir haben hier also noch eine bisher ganz unbekannte Fortsetzung der letzteren — wenn auch keine ungestörte. Wie die Verbindung zu denken ist, steht nicht ganz fest. Ich möchte vermuten, daß sie sich in Gestalt einer spitzen, nördlich schauenden Knickfalte vollzieht. Dazu führt mich vor allem die Tatsache, daß die Folge Glimmerschiefer—Flyschschiefer—Kalk auf der zuletzt betrachteten Strecke verkehrt auftritt.

Ein Umstand von Bedeutung hat auffallenderweise bei fast keinem der bisherigen Beobachter⁴⁶⁾ Beachtung gefunden: die teilweise ganz gewaltige tektonische Umformung der Gesteine. Der Flysch des Liegenden ist durch seine ganze Masse von ihr betroffen worden. Von einem geordneten Schichtenbau ist keine Rede mehr: dieser Flysch ist geradezu als Quetschschiefer zu bezeichnen. Er enthält gelegentlich Einschlüsse von dunklem Kieselkalk, von grauem, dichtem, teilweise fleckigem Kalk (öfters enorm kalzitisiert) sowie von schwarzem, glänzendem Quarzit, den sein Kalkgehalt von ganz ähnlich aussehenden, aber kalkfreien Gesteinen der Junghansenschichten unterscheiden läßt. Alle diese Einschlüsse sind meist von geringer Größe und zeigen Linsenform — das Ergebnis tektonischer Zerreißungs- und Gleitungsvorgänge großer Intensität. Es erscheint mir durchaus annehmbar, daß sie aus einst regelmäßig eingelagerten Bänken hervorgegangen sind. Ganz die gleichen Linsenformen aber zeigen auch jene kleinen, konkordant im Flysch eingeschlossenen Glimmerschieferblöcke — nur ist ihre Zahl größer, ihre Größe z. T. viel ansehnlicher (manche erreichen 1 m Länge und darüber) als die der anderen eben genannten Einschlüsse. Ihre Gestalt deutet anscheinend auch auf tektonische Formung, nicht minder die Rutschflächen, die öfters als Begrenzung sichtbar sind; und bestärkt wird dieser Schluß durch den Zustand des Gesteines, das auch Richter als „wenig fest“ bezeichnet; es ist derartig zerrüttet, daß es kaum gelingt ein Handstück davon zu schlagen. Im Gegensatz dazu ist der Glimmerschiefer der großen Scholle in der Hauptsache wohl „sehr fest“ (Mylius, Richter), jedoch nicht ohne Ausnahme: denn an der Basis treffen wir eine förmliche Quetschzone. — Nur der Granit scheint, soweit abgeschlossen, intakt zu sein.

Über die mikroskopische Beschaffenheit des Glimmerschiefers macht Richter nur kurze Angaben; zu ihrer Ergänzung diene das Folgende. Ein Dünnschliff (Nr. 3) aus der großen Scholle zeigt als Hauptgemeng-

teile Quarz, Muskovit und Chlorit, außerdem geringe Reste von (in der Hauptsache chloritisiertem) Biotit, z. T. in ganz unregelmäßiger Durchdringung mit Muskovit parallel verwachsen, sowie untergeordnet einen durch vollkommene Umwandlung in Serizitaggregate unkenntlich gewordenen Feldspat(?) mit z. T. annähernd rechteckigen Umrissen. Als Nebengemengteile Apatit ziemlich reichlich, Magnetit vereinzelt. — Für das Gesteinsbild maßgebend ist die Verteilung des Quarzes einerseits, der Glimmerminerale andererseits auf getrennte Lagen; z. T. zeigen sie deutliche präkristalline Fältelung. Spuren von postkristalliner, kataklastischer Deformation sind vorhanden (undulöse Auslöschung am Quarz, Biegung der Glimmer), aber sehr unbedeutend. In den von Richter untersuchten Schliften scheinen sie bedeutender zu sein (vielfache Zertümmernng des Quarzes), besonders in den kleinen Glimmerschieferbrocken. Von diesen habe ich keine Schriffe untersucht.

Interessant ist ein Vergleich mit den Retterschwanger Glimmerschiefern: sie sind dem Gestein vom Kühberg sehr nahe verwandt. Unterschiede diesem gegenüber sind: Auftreten von Granat, von frischem albitischen Feldspat (statt dessen hier die serizitisierten Felder); etwas andere Ausbildung des Biotits; auch scheinen die Retterschwanger Gesteine in der Hauptsache nicht ganz so reich an Quarz zu sein. Doch sind das alles untergeordnete Merkmale, die sich sehr wohl auf einige Kilometer Entfernung ändern können und die sich auch z. T. bei den Bestandteilen der mit dem Retterschwanger Glimmerschiefer zusammen auftretenden Breccie bereits geändert haben. Auf alle Fälle erscheint mir die Analogie des dortigen Glimmerschiefers mit dem vom Kühberg zu groß, als daß sie bei der Deutung des letzteren bezüglich seiner Herkunft vernachlässigt werden dürfte.

Besonderes Interesse bietet ein Schliff (Nr. 147) des Glimmerschiefers vom Granitkontakt (an der oben erwähnten Stelle, Fig. 1 d). Er zeigt als Hauptgemengteile: Quarz; Muskovit, in großen zerlappten Blättern, verhältnismäßig zurücktretend; reichlicher Biotit, oft mit massenhafter Ausscheidung von sehr feinen, z. T. sagenitartig angeordneten Nadeln; manche Biotite sind ganz frei davon, andere bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt. Chloritisierung spielt eine gewisse Rolle; Chlorit als selbständiger Gemengteil fehlt! Reichlich vorhanden sind unregelmäßig gestaltete Individuen eines nicht mehr bestimmaren, weil vollständig serizitisierten Minerals; man möchte an Andalusit denken. Um Feldspäte kann es sich nicht handeln, denn solche finden sich daneben in fast ganz unverändertem Zustand: sowohl Orthoklas wie saurer Oligoklas ($\alpha' < \epsilon$; $\gamma < \omega$; $\alpha' < \omega$; $\gamma' = \omega$), übrigens in ganz unbedeutender Menge. Außerdem finden sich in einzelnen Durchschnitten des Andalusits(?), noch seltener in Quarz, eingeschlossen ganz feine Nadeln, die den Eindruck von Sillimanit machen; eine sichere Bestimmung verbietet ihre Kleinheit. Dazu kommen Magnetit (ziemlich reichlich), Apatit und Zirkon. — Lagentextur ist auch hier sehr ausgeprägt; die Quarzlagen zeigen pflasterähnliche Struktur, die Glimmerlagen teilweise siebartige Durchspickung des Andalusits(?) mit Biotit, des Muskovits mit diesen beiden. Vorkristalline Fältelung ist mehrfach sehr deutlich; jedes Anzeichen postkristalliner Deformation fehlt.

Wenn auch in diesem Schriff die Bestimmungen von Andalusit und Sillimanit nicht sicher sind, so gibt es doch noch andere Anzeichen, welche vielleicht auf Kontaktmetamorphose schließen lassen: die Ersetzung des Chlorits durch Biotit; die erwähnten Siebstrukturen; auch die gegenüber den anderen Glimmerschiefern (vom Kühberg und Retterschwang) gesteigerte Korngröße kann man dazuzählen.

Der Granit (Schliff 146) endlich zeigt als Hauptgemengteile: Quarz; ziemlich trüben Orthoklas; im allgemeinen frischen sauren Oligoklas ($\alpha' < \epsilon$; $\alpha' < \omega$; $\gamma' \leq \epsilon$); eine sehr geringe Rolle spielen tiefbrauner, selten chloritisierter Biotit, sowie Muskovit, teils in paralleler Verwachsung mit dem vorigen, teils in selbständigen, stark zerlappten Individuen. Akzessorische Gemengteile sind spärlich: Magnetit, Pyrit, Zirkon. In dem weitgehenden Zurücktreten aller dunklen Gemengteile drückt sich der aplitische Charakter des Granits aus — der ebenso auch in der Struktur zur Geltung kommt: es fehlt eine deutliche Ausscheidungsfolge der Gemengteile — z. B. ist Quarz öfters in Plagioklas oder Biotit eingewachsen. Die Korngröße ist sehr gleichmäßig und ziemlich gering. Kataklastische Erscheinungen fehlen so gut wie ganz.

Nun zu der schwierigen Frage: Wie ist diese ansehnliche Scholle von mindestens 100 m Länge und 8 m maximaler Mächtigkeit in den Fylsch hineingelangt?

Es ist ohne weiteres klar, daß einer wie immer gearteten Sedimentation im Fylschmeer hier schwere Bedenken entgegenstehen. Einer Platte von den angegebenen Dimensionen gegenüber versagen die an der Erdoberfläche verfügbaren Transportmittel teils glatt (Wasser, Wind); anderen aber wird man sie nicht anvertrauen dürfen, ohne daß die Platte in die Brüche geht (Bergsturz; auch Eis, das sie ja nur von einem Bergsturz übernehmen könnte!). Höchstens ein langsam fließender Schlammstrom könnte allenfalls in Frage kommen; sehr wahrscheinlich ist diese Annahme nicht und zudem fehlt es an einem geeigneten Ausgangspunkt, den man allerhöchstens ein paar Kilometer entfernt würde suchen können. Richter⁴⁷⁾ scheint ja Ähnliches für die exotischen Blöcke im Wildfylsch anzunehmen; allein es fragt sich, ob wir von diesen nicht das Kühberger Vorkommen abtrennen und auf anderem, auf tektonischem Wege erklären sollen.

Wie schon erwähnt, existieren bisher zwei Versuche dieser Art. Der eine, Mylius'sche: Herkunft aus dem Untergrund, ist leicht zu widerlegen. Denn im Untergrund befinden sich Hunderte von Metern helvetische Kreide — ganz zu schweigen von älteren mesozoischen Schichten, über die wir nichts wissen, ebenso von etwaigen tektonischen Wiederholungen: jedenfalls liegt die kristalline Unterlage unter einer mächtigen Bedeckung, und es ist ausgeschlossen, daß ein dünner Splitter von ihr diese Bedeckung durchfahren hätte wie ein Pfeil die Luft, ohne Fetzen davon mitzureißen. Im übrigen gelten hier auch die gleichen Argumente, die ich gegen eine Herkunft der Retterschwanger Glimmerschiefer aus dem Untergrund vorgebracht habe.⁴⁸⁾

Gegen die andere Möglichkeit einer tektonischen Erklärung, die Ableitung von der Allgäuer Schubfläche, wurde von den Befürwortern der Einsedimentierung geltend gemacht, daß die Verwerfung nicht existiert,

die nach Rothpletz längs dem Illertal verlaufen und die Absenkung des Kühberg-Glimmerschiefers bewirkt haben soll. Mit vollem Rechte: eine solche Verwerfung besteht tatsächlich nicht. Aber es gibt noch einen anderen Weg: den einer Einwicklung der kristallinen Schollen im Flysch. Ich habe früher⁴⁹⁾ bereits die ostalpinen Gesteine: Triasdolomit, Hornstein, Aptychenkalk erwähnt, die im obersten Retterschwangtal tief unter der Allgäuer Schubfläche im Flysch eingewickelt liegen und ebendort auch auf die Möglichkeit hingewiesen, daß mit dem Glimmerschiefer des Kühbergs Gleiches der Fall sein könnte. Dafür spricht — abgesehen von dieser Analogie — auch die nahe petrographische Verwandtschaft des Gesteins mit den Retterschwanger Glimmerschiefern. Dazu kommen die oben erwähnten Spuren starker tektonischer Beeinflußung. Daß diese nicht noch stärker und allgemeiner sind, kann nach den an den Retterschwanger Glimmerschiefern gemachten Erfahrungen nicht wundernehmen: auch dort ist die Hauptmasse der kristallinen Gesteine verschont geblieben von stärkeren Eingriffen in das Gefüge — nur ganz lokal, an kleinen, besonders strapazierten Schollen machen sich solche bemerklich. Die Bewegungen haben sich eben in der Hauptsache an den Gesteinsgrenzen oder aber vollständig im umgebenden Flysch abgespielt; im Vergleich zu diesem sind die kristallinen Gesteine (ganz besonders der Granit, dem jegliche vorgezeichneten Bewegungsbahnen, wie sie im Glimmerschiefer die Schieferung liefert, primär völlig abgehen!) erheblich widerstandsfähiger und folglich weniger in Mitleidenschaft gezogen worden, unter den verhältnismäßig oberflächennahen Bedingungen wie sie beim Retterschwanger Vorkommen und bei dem des Kühbergs in gleicher Weise anzunehmen sind.

Nun zu einem weiteren Einwand gegen die tektonische Deutung des Vorkommens vom Kühberg: Das ist jener Schwarm von kleineren Fetzen gleichen oder doch ganz nahe verwandten Gesteinsmaterials, die im Liegenden der großen Scholle konkordant dem Flysch eingelagert sind. Zunächst mag man leicht dazu kommen, sie für eingesedimentiert zu halten, und es schwer verständlich finden, daß die große Scholle anderen Ursprungs und nur zufällig auf tektonischem Wege gerade unter diesen Schwarm hineingeraten sein soll. Allein es scheint mir doch keineswegs ausgeschlossen, daß diese kleinen Glimmerschieferfetzen selbst nur durch tektonische Zerstückelung eines größeren: einer von der Basis der Hauptscholle abgelösten Platte entstanden sind. Ihre Formen sind weder ursprüngliche Bruchformen (eckig), noch Rollformen (gerundet), noch ein Zwischenglied beider — vielmehr in der Regel typische Linsenformen, wie sie bei tektonischer Zerreißung ursprünglich einheitlicher Gesteinskörper zustande kommen. Damit steht auch ihr einheitlicher Gesteinscharakter im Einklang. Ja man glaubt sogar an einer Stelle (wenige Schritte nördlich von der Weggahelung) eine Platte von der Hauptscholle längs einer Quetschzone sich loslösen zu sehen: Da wäre die Abspaltung einer kleinen Scholle analog den in Rede stehenden geradezu in flagranti zu beobachten. Und warum treten diese kleinen Glimmerschieferlinsen nur gerade im Liegenden der großen Scholle auf? — Allerdings ist zuzugeben, daß ähnliche Linsenformen auch manche andere exotische Blöcke zeigen (vgl. später S. 272); wem deren Analogie

zu den kleinen Blöcken am Kühberg für gleichartige Einbettungsart zu sprechen scheint, der kann den Ausweg wählen, die große Scholle von ihnen abzutrennen als ein tektonisch eingeknetetes Fragment desselben Festlandes, dem die kleineren insedimentierten Blöcke entstammen.

Endlich wird man mir entgegenhalten, daß die von Richter⁴⁹⁾ gegebene Kartendarstellung der Oberstdorfer Gegend jeden Gedanken an eine Einwicklung von oben her ausschließe für eine so tief im Flysch steckende Scholle: über ihr ziehen die Kalkzone und die Sandstein-Quarzitzone des Flysch zusammenhängend durch und verrammeln den Anschluß an die ostalpinen Decken. Demgegenüber ist aber einmal zu bemerken, daß jene Kartenskizze Richters eine vollständig abgedeckte, stark schematisierte Übersichtskarte kleinen Maßstabes (1:165.000) ist; und zweitens kann ich den Verdacht nicht unterdrücken, daß Richters Gliederung vielleicht nicht in allen Punkten stimmt. So bin ich z. B. durchaus nicht überzeugt, daß die „Quarzitzone“ im Faltenbachtobel und im Reichenbachtobel identisch ist. Die Gesteine beiderorts sind recht verschieden, erinnern dagegen im Faltenbachtobel auffallend an den Feuerstättersandstein der Klippen, ebenso die damit verknüpften dunklen Schiefer an die Junghansenschichten. Es scheint mir also durchaus möglich, daß hier noch ein Fragment der Feuerstätterdecke vorliegt.

Genauere Kartierung wird diese Fragen zu lösen haben. Erst wenn eine solche von der östlichen Illertalseite vorliegt, in 1:25.000 oder womöglich größer, mit genauer Ausscheidung nicht nur großer Schichtgruppen, sondern, soweit zugänglich, aller lithologisch differenten Glieder und der Schuttbedeckung — erst dann wird sich prüfen lassen, ob für den Kühberger Glimmerschiefer ein Weg zum Anschluß an die ostalpinen Decken freibleibt oder nicht.

3. Andere Vorkommen der Oberstdorfer Gegend.

Richter gibt an, daß Wildflysch mit exotischen Blöcken in der Umgebung von Oberstdorf eine große Verbreitung besitze.⁵⁰⁾ Ich kenne aus eigener Anschauung genauer nur das Profil am Trettach-Ostufer, vom Faltenbach zur Dummelsmooser Brücke. Dasselbe umfaßt von S nach N (Fig. 3):

1. Die „Couches rouges“ der Schießstätte; diese sind, wie Richter zugeben ist, weit überwiegend hellgrau und von helvetischen „Amdener Schichten“ nicht zu unterscheiden, zum Teil mit dunklen Flecken; rote Einlagerungen sind nur untergeordnet. Damit ist aber noch lange nicht bewiesen, daß sie mit der helvetischen Kreide in normalem Verband stehen; wenn Richter sie mit dem untertauchenden Faltenystem des Hohen Ifen verbindet⁵¹⁾ über nahezu 4 km aufschlußlosen Alluvial- und Moränengebietes hinweg, so ist das wohl sehr kühn. Helvetisch sind diese Schichten ja wohl; aber die Annahme hat manches für sich, daß sie einer höchsten helvetischen („ultrahelvetischen“) Deckenverzweigung angehören.⁵²⁾ — Gelegentlich enthalten diese Schichten Einlagerungen von dunkelgrauen feinsandigen Mergeln. Gegen N folgen konkordant mit steil südlich fallender Grenze

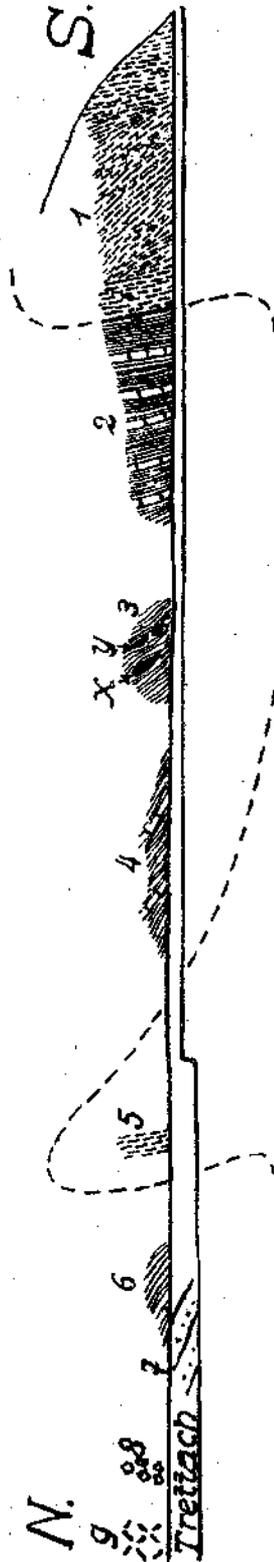


Fig. 3. Profil an der Trettach östlich Oberstdorf.
(Erklärung im Text.)

2. dunkle, stark verquetschte Mergelschiefer („Wildflysch“ Richters); darin gelegentlich in Linsen zerquetschte Bänke von grauem, z. T. gebändertem Kieselkalk. — Nach Unterbrechung folgt (dort, wo ein Steg über den Fluß führt)

3. ein zirka 12 m langer Aufschluß in ähnlichen Schiefen, reich an „exotischen Blöcken“: Der größte (x), eine etwa $\frac{1}{8}$ m lange Linse von hellem, muskovit- und quarzreichem Gneis, sehr zäh; außerdem Brocken des gleichen Gesteins (y) — wenig über faustgroß, in einer Reihe hintereinander —, wohl eine gewaltig ausgezogene Linse; diese zusammen mit gleichfalls stark zertrümmertem, grünem Quarzit. Aber auch sonst steckt der ganze Aufschluß voll von meist nicht über faustgroßen Bruchstücken: besonders häufig dunkle Kieselkalke und schwarze kieseligsandige Kalke, häufig brecciös, mit feinen Kalkbrocken; auch schwarze Quarzite (ähnlich Junghansenschichten) und dunkelgraue Fleckenkalke (mehr Lias als Neokom ähnlich). Formen z. T. linsig, z. T. (namentlich gegen den N-Rand des Aufschlusses) aber auch unregelmäßig eckig. — Weiterhin folgt

4. eine Reihe von Aufschlüssen in ähnlichen dunklen Schiefen, mit nicht selten Bänken von dunklem Kieselkalk, jedoch stets stark verquetscht und zerrissen: im allgemeinen mäßig südlich fallend. Dann etwas unterhalb der Schleuse

5. nochmals „Amdener Schichten“, grau (z. T. etwas dunkler als gewöhnlich), z. T. schwach fleckig und mit den üblichen dunklen Pünktchen (Foraminiferen); 8 bis 10 m abgeschlossen mit sehr steilem S-Fallen. Nach Unterbrechung

6. dunkle, stark verquetschte Flyschschiefer; darunter im Bachbett

7. feinkörniger grauer Sandstein mit kalkigem Bindemittel, in dicken Bänken. Weiterhin Moränen; etwa 100 m nördlich von (5) erscheinen darunter

8. grüner Quarzit, dunkelgrüne (sehr glaukonitreiche) feine Breccie und schwarze kalkig-sandige Schiefer; alles nur in Bruchstücken. Etwa 10 m weiter

9. hellgrüner massiger Quarzitsandstein (ähnlich Feuerstättersandstein,⁵³) etwa 5 m mächtig. — Ob (8) und (9) anstehenden Schichten

angehören oder Blöcken im Flysch, läßt sich nicht entscheiden; nicht undenkbar wäre es auch, daß sie von weiter oben verstürzt sind. Weiter nördlich folgt nichts Anstehendes mehr.

Nach Richter überwiegen unter den Blöcken des Wildflysch die kristallinen bei weitem über die sedimentären. Außer den Glimmerschiefern vom Kühberg beschreibt er jedoch näher nur einen Granatglimmerschiefer vom Weg am westlichen Trettachufer, ^{53*)} sowie einen Quarzporphyr und einen Quarzdiorit. ⁵⁴⁾ Daß diese Gesteine ebenso wie die im obigen Profil unter (3) aufgeführten Gneise ursprüngliche sedimentäre Einschlüsse im „Wildflysch“ sind, ist wohl nicht zu bezweifeln. Weniger sicher ist das von den verschiedenen Sandkalken, dichten Kalken, karbonatischen und Glaukonitsandsteinen, die Richter beschreibt: das sind alles Gesteinsarten, die als Bänke im Flysch auftreten können. ^{54*)} Aus deren tektonischer Umformung können jene Blöcke hervorgehen. Auch vom Ölquarzit gilt dasselbe: solchen fand ich anstehend am N-Fuß des Kühbergs, in flach südlich fallende, graubraune, sehr bröckelige Schiefer eingelagert, in allerdings nur einige Zentimeter dicken Bänken. Der Ölquarzit ist ganz typisch und geht in feine quarzige Breccien über. — Natürlich soll damit nicht bestritten sein, daß ein Teil jener sedimentären Blöcke exotischen Ursprungs sein kann; als wahrscheinlich möchte ich dies für die von Richter, a. a. O., erwähnte polygene Breccie ansehen.

Unsere Kenntnisse über die exotischen Blöcke im Oherstdorfer „Wildflysch“ sind also leider noch immer viel zu dürftig, als daß es möglich wäre, auf Grund lithologischer Vergleichung ein Urteil über ihre mutmaßliche Herkunft abzugeben. Solange das aber nicht möglich ist, solange hängen alle Vermutungen in der Luft. Richter denkt sich ⁵⁵⁾ das Material des Wildflysch von einer Geantiklinale am helvetischen S-Rand herstammend — einem, wie er selbst zugibt, rein hypothetischen Gebilde. Ebenso gut aber kann man auch ⁵⁶⁾ die Arbeitshypothese vertreten, daß jenes von einer vorrückenden unterostalpinen Deckenstirn geliefert wurde —, aber nicht so sehr von anstehenden kristallinen Schollen (wenngleich solche auch in Frage kommen), als vielmehr von Bolgenkonglomerat und anderen jüngeren klastischen Ablagerungen. Das Fehlen oder die verhältnismäßige Seltenheit älterer mesozoischer Gesteine unter den Flyschblöcken — ich kenne an solchen nur jene kleinen Dolomitfragmente aus der Rohrmooser Breccie (vgl. S. 261) — würde dazu ganz gut stimmen; ebenso das Vorkommen von Ölquarziten (aus Junghansenschichten (!) soweit sie wirklich exotisch sind; vgl. oben), polygenen Breccien ⁵⁷⁾, Glaukonitsandstein. Man müßte annehmen, daß in dem Heimatgebiete des Flyschmaterials das ältere Mesozoikum bereits abgetragen war und nurmehr als Bestandteil der kretazeischen Breccien usw. vorkam, und daß Junghansenschichten usw. dem kristallinen Untergrund direkt an- und auflagerten. Daß eine Zone mit derartigen Verhältnissen existierte — u. zw. in unmittelbarem Zusammenhang mit der heutigen Klippenzone —, macht die Zusammensetzung des Bolgenkonglomerats sehr wahrscheinlich. — Eine schwierige Frage bleibt freilich (weniger im Allgäu als in der Schweiz) die weite horizontale Verbreitung exotischer Blöcke in der Richtung senkrecht zur anzu-

nehmenden Küste innerhalb eines stratigraphischen Horizonts; sie scheint bisher kaum anders als durch Zuhilfenahme der Eisdrifthypothese erklärbar⁵⁸⁾ — woher immer man das Material beziehen mag. — Der Einwand gegen eine Ableitung von „Klippendecken“ aber, daß diese vor dem Jung- oder Mitteltertiär noch gar nicht existiert hätten, ist nicht stichhaltig — denn diese Zeitbestimmung gilt nur für ihre Ankunft am Außenrande der Alpen. Im Gegenteil scheint mir die Annahme, daß um die Wende von Kreide und Tertiär bereits ostalpine Decken bis an den S-Rand des helvetischen Sedimentationsgebietes vorgestoßen wären, auf kein ernstliches stratigraphisches Hindernis zu stoßen. Was als solches gelten konnte, Trümpys Nummuliten in der Unterlage des Falknis, hat durch die neuerdings erfolgte Hinaufrückung des „Lutétien“ der Nordostschweiz ins Senon seine Beweiskraft verloren; jene Nummuliten werden sich vielleicht dasselbe Schicksal gefallen lassen müssen⁵⁹⁾.

Eine genaue Vergleichung eines größeren Materials von Wildflyschblöcken mit den Gesteinen des Bolgenkonglomerats (und Klippensedimenten überhaupt) wird vielleicht diese Hypothese weiter stützen können. Einstweilen mag als auf ein erstes Anzeichen hingewiesen sein auf den S. 260 beschriebenen Quarzporphyr aus den Scheienalpmergeln (deren polygene Breccie ja mit dem Blöcke führenden Wildflysch zeitlich ungefähr zu parallelisieren ist) und seine Verwandtschaft zu Gesteinen des Bolgenkonglomerats.

Sollten sich die Glimmerschiefer am Kühberg noch (ganz oder teilweise) als ein-sedimentiert erweisen, so wäre ihre nahe Verwandtschaft mit jenen vom Retterschwangtale (vgl. S. 268) ein weiterer Hinweis im Sinne der obigen Hypothese.

Es sei hier noch kurz die Frage gestreift, ob nicht ein „vindelizischer“ Ursprung dieser Blöcke im Sinne Studers, Gumbels u. a. angenommen werden kann. Sie erledigt sich mit dem Hinweis darauf, daß im Allgäu ebenso wie in der Schweiz die Verbreitung der exotischen Blöcke im „Wildflysch“ zweifellos auf eine südliche Herkunft weist, ^{59 a)} ein Ausgangsgebiet unter dem Alpenvorlande kann also nicht in Betracht kommen. Das gilt auch für Ampferers neue Modifikation jener Hypothese, wonach das vindelizische Gebirge tektonisch begraben unter der Gesamtheit der Alpen läge. ⁶⁰⁾ In richtiger Erkenntnis dieses Widerspruches hat Kockel⁶¹⁾ den Ersatz für das „vindelizische Gebirge“ in die Alpen selbst verlegt in Gestalt seines „rumunischen Rückens“; seine Ableitung der Flyschexotika von dorthier berührt sich nahe mit unserer obigen Hypothese.

Zur Vermeidung von Mißverständnissen sei jedoch bemerkt, daß sich diese Anschließung eines außeralpinen Ursprungs keineswegs auch auf alle Exotika östlicher gelegener Alpen-(und Karpathen-)Randstrecken bezieht.

4. Gegend von Hindelang.

Hier sind Augengneise, Glimmerschiefer usw. nach Reiser⁶²⁾ am unteren Zillenbach und Geilenberger Graben früher mehrfach zu beobachten gewesen, als lose Blöcke von oft vielen Zentnern Gewicht, infolge der Wildbachverbauung aber so gut wie verschwunden. Einen Glimmerschiefer im Schachentobel hat Mylius⁶³⁾ als anstehend: als Bestandteil einer Quetschzone gedeutet. Ich habe dort auch nur lose Blöcke gefunden, deren größte 30 bis 40 cm Durchmesser besaßen.

Ich möchte vermuten, daß alle diese Blöcke aus dem Bolgenkonglomerat eines Schubfetzens der Feuerstätterdecke stammen. Dafür spricht das von Reiser⁶⁴⁾ erwähnte Auftreten von „lauchgrünem

feinkörnigen Kieselfels* und „glaukonitreichem Kieselfels“ — Gesteinen, in denen nach der Beschreibung unschwer die Ölquarzte der Jung-hansenschichten wiederzuerkennen sind. Reiser hat sie innerhalb seines großen Kartengebietes einzig im Flyschschutt des Zillenbaches gefunden; ebendort erwähnt er auch einen „Flyschgrünsandstein“, den er ausdrücklich mit jenem des Bolgen usw. — unserem Feuerstätter-sandstein — vergleicht. Leider sind die Aufschlüsse in dieser Gegend äußerst mangelhaft.

Vielleicht ebenso zu deuten ist ein Konglomerat, das im Schachentobel bei Vorderhindelang ansteht, dort, wo der Weg nach Geilenberg aus dem Tobel herausführt. Es bildet, in schwarze Schiefer eingelagert, eine etwa 20cm mächtige Bank. Hauptbestandteile sind Quarz-, Gneis- und Glimmerschiefergerölle von 2 bis 5 cm Durchmesser sowie meist kleinere, teilweise eckige Dolomitbrocken.

Eines der Gneisgerölle wurde näher untersucht (Schliff 47): ein dunkelviolettblaugraues Gestein, gut geschiefert durch parallele Lagen von Biotitblättern von 1 bis 2 mm Durchmesser. — Der Schliff zeigt Quarz, stark getrübbten Orthoklas, bis zur Unbestimmbarkeit serizitisierten Plagioklas, tiefbraunen Biotit, etwas farblosen, von zahllosen Einschlüssen durchsiebten Granat; dazu Pyrit haufenweise ziemlich reichlich, etwas Apatit und Ilmenit sowie sekundären Calzit. Die Parallelstellung der Biotite ist sehr ausgeprägt, auch gestreckt entwickelte Quarze und Feldspäte beteiligen sich an der Schieferung. — Dies Gestein schließt sich recht nahe an manche der oben aus dem Bolgenkonglomerat aufgeführten (vgl. Nr. 26, 27, 45 auf S. 248f.).

Bisher ein Unikum ist dagegen ein weiteres Gerölle:

47a Weißer Marmor, massig, von feinem Korn, begleitet von flaserigen Häuten von Biotit und Muskovit sowie von unregelmäßig begrenzten quarzreichen Massen. — Im Dünnschliff erkennt man ein unregelmäßiges Kalzitaggregat, durchtränkt mit einer farblosen schwach licht- und sehr schwach doppelbrechenden anscheinend chloritischen Substanz. Jene quarzreichen Massen aber enthalten auch Feldspäte und untergeordnet Muskovit und Biotit, in panidiomorphkörniger Struktur; es sind zweifellos aplitisch-pegmatitische Adern. Sie dringen in das Kalzitaggregat ein; auch einzelne z. T. annähernd bipyramidal entwickelte Quarze sowie Glimmerblätter sieht man in jenem liegen. Es liegt also zweifellos ein aplitisch-pegmatitisch injizierter Marmor vor — trotz des Fehlens von ausgesprochenen Kontaktmineralien. Wegen seiner Heimat möchte man in erster Linie an die Laaser- oder Tonalezone denken. Doch ist auch seine Abkunft aus dem Mantel eines der Oberengadiner Granitmassive (vgl. oben S. 258) keineswegs unmöglich; Staub erwähnt ähnliche Marmore neuestens aus dem Berninamassiv.^{64a)}

Ganz anderer Art ist eine Konglomeratbildung im Kleebach, auf dem Nordabfall des Spiesers nördlich von Hindelang. Unter dem überschobenen Hauptdolomit liegen dort graue sandige, z. T. stark zerdrückte Mergelschiefer, denen im oberen Teil Dolomitbreccien, weiter abwärts polygene Konglomerate eingelagert sind. Sie enthalten in an Menge meist weit vorwaltendem, sandig-mergeligem Bindemittel gut gerundete Gerölle von

einigen Zentimetern Durchmesser. Es sind neben (Haupt-)Dolomit, grauem, dichtem Kalk, rotem, spätigem Kalk (Lias?) vor allem Quarze und quarzreiche Gesteine. An solchen wurden untersucht:

29. Ein feinkörniger Quarzit von graulichroter Farbe und deutlichem Fettglanz. — Enthält neben vorwiegendem Quarz, der z. T. deutlich klastische Formen mit Anwachsrandern erkennen läßt, auch Feldspäte (Orthoklas, Mikroklin, Albit, wahrscheinlich auch etwas Ca-reichere Plagioklasse), etwas Turmalin, vereinzelte Glimmer- und Chloritblättchen und ziemlich reichlich Kalzit, teils in größeren Individuen (Neubildung aus klastisch beigemengtem Kalk?), teils als diffuse Imprägnation; endlich ganz vereinzelt Apatit, Ilmenit, Magnetit, Zirkon und etwas reichlicher Pyrit.

38. Ganz feinkörniger Quarzit, violettgrau, mit unregelmäßig verstreuten winzigen Glimmerschüppchen. — Neben vorwiegendem Quarz reichlich formlose Kalzitanhäufungen, feine, ziemlich gut ausgebildete Muskovitblättchen, Chlorit untergeordnet, meist mit den vorigen parallel verwachsen; unregelmäßige Haufwerke von Ilmenit und winzige Körnchen von Pyrit. Schwache Schieferung, nur durch die parallel geordneten Glimmerblätter angedeutet.

46. Graugrüner Quarzporphyr mit ölig-glänzender Grundmasse, darin etwa millimetergroße Einsprenglinge von Quarz und Feldspat sowie dunkle Flecken von einigen Millimetern Durchmesser. — Im Dünnschliff zeigen die Quarze bipyramidale Gestalt mit skelettartigen Wachstumserscheinungen; die stark serizitisierten Feldspäte sind nicht mehr bestimmbar; außerdem grünlichgrauer Biotit als Einsprengling. Die dunklen Flecken entpuppen sich als Anhäufungen von Turmalin mit Quarz gemengt. Die mikrogranitische Grundmasse besteht aus Quarz und Feldspat.

Diese Konglomerate gehören dem Komplex an, den Reiser⁶⁵⁾ als Cenoman ausscheidet. In der Art der Gerölle wie ihrer Einbettung gleichen sie ganz jenem Konglomerat im Retterschwanger Tale, das am Haseneckbach noch unter den Fragmenten der Retterschwangdecke liegt.⁶⁶⁾ Dies legt die Vermutung nahe, daß auch dort Cenoman vorliegen könnte. Beide Vorkommen schließen sich durch die Führung von nur gut abgerollten, offenbar weit transportierten exotischen Geröllen sowie durch die strenge Auslese nur sehr widerstandsfähiger, quarzreicher Gesteine enge an die von Ampferer⁶⁷⁾ untersuchten Gosau- und Cenomankonglomerate an.

Schlußbemerkungen.

Arnold Heim⁶⁸⁾ hat bereits darauf hingewiesen, daß unter den Blöcken im Flysch drei Gruppen zu unterscheiden sind: 1. einheimische Blöcke, entstanden durch tektonische Zertrümmerung eingelagerter Bänke; 2. „Klippenblöcke“, von höheren Decken abstammend und tektonisch in den Flysch eingeknetet; und 3. exotische Blöcke im engeren Sinne, die in den Flysch bereits bei seiner Ablagerung hineingekommen sind. Zu ihnen rechnet Heim die kristallinen Blöcke im Schweizer Flysch.

Die vorstehenden Untersuchungen haben für das Allgäu ebenfalls die Existenz von Blöcken dieser drei Gruppen gezeigt. Ich möchte hier nochmals mit Nachdruck darauf hinweisen, daß die im Flysch so häufigen Blöcke von Sandkalken, dunklen Kieselkalken, seltener reineren Kalken, z. T. auch von Glaukonitsandsteinen, Ölquarziten und Breccien nicht notwendig exotisch zu sein brauchen, da alle diese Gesteine als Bänke im Flysch auftreten können. Was aber speziell die kristallinen Blöcke anbelangt, so liegen hier die Verhältnisse etwas anders als in der Schweiz. Nicht nur die Glimmerschieferschollen im Retterschwangtale sind als „Klippenblöcke“ im Heimschen Sinne aufzufassen, sondern ebenso aller Wahrscheinlichkeit nach der Gneis vom „Großen Graben“ im Hirschgundental und jenes merkwürdige Gestein an der Subersach und vermutlich auch die Glimmerschiefer-Granitscholle vom Kühberg (nicht aber die Gesteine des Bolgen!). Und was endlich die eigentlichen exotischen, sedimentär abgelagerten Blöcke betrifft, so wurde schon früher⁶⁹⁾ das wichtige Resultat festgestellt, daß die großartigsten Allgäuer Vorkommen überhaupt, vor allem des Bolgenkonglomerats, gar nicht dem Flysch angehören, sondern den ihm aufgeschobenen unterostalpinen Klippen. Die Heimat dieser Blöcke konnte mit einiger Wahrscheinlichkeit in den unterostalpinen Massiven, vor allem im Bernina-Juliermassiv gesucht werden. Auch andere Ablagerungen mit exotischem Material konnten sicher oder mit Wahrscheinlichkeit stratigraphisch und tektonisch vom Flysch abgegliedert werden. Ein Restbestand an exotischen Blöcken und Geröllen bleibt dem „Wildflysch“ (und den ihm vermutlich altersgleichen Scheienalpmergeln) jedoch trotzdem als vorläufig nicht eindeutig lösbarer Rückstand des Problems.

Jedenfalls dürfte aus dem Gesagten zur Genüge hervorgehen, daß das Problem der exotischen kristallinen Blöcke im Allgäuer „Flysch“ ein sehr komplexes ist: eine einheitliche Lösung dafür gibt es nicht. Es wird notwendig sein, dies bei der Betrachtung des Problems durch die Gesamtheit der Alpen hindurch im Auge zu behalten.

Literatur.

- 1) G. Geyer, Über die Granitklippe mit dem Leopold v. Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. Geol. Reichsanst. 1904, S. 377.
- 2) Arn. Heim, Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, I. Beitrag z. Geol. Karte d. Schweiz, neue Folge 20, 1910, S. 104f.
- 3) H. P. Cornelius, Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone. Verh. Geol. Staatsanst. 1921, Nr. 11/12.
- 4) a. a. O. 1921.
- 5) Nach A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen, II, München 1905, S. 29.
- 6) F. v. Lupin, Mineralogische Briefe, geschrieben auf einer Reise durch Schwaben und Tirol im Sommer 1805. Alpina (Winterthur) IV, 1809, S. 74.
- 7) Uttinger, Das bergigte Land des Allgaus, geognostisch betrachtet. Taschenbuch f. d. ges. Min. 7, II, 1813, S. 341.
- 8) A. Sedgwick u. R. Murchison, A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. Transactions Geol. Soc. London 2. ser., III, 1829, S. 332f.
- 9) R. Murchison, Über den Gebirgshau in den Alpen, Appeninen und Karpathen, übers. v. G. Leonhard. Stuttgart 1850, S. 58f.
- 10) B. Studer, Geol. d. Schweiz, II, Bern u. Zürich 1853, S. 136f.
- 11) C. W. v. Gümbel, Geognost. Beschreibung des Bayr. Alpengebirges. Gotha 1861, S. 625.
- 12) C. W. v. Gümbel, Geologie v. Bayern, II, Kassel 1894, S. 112.
- 13) Rothpletz, a. a. O. S. 29, sowie Geolog. Führer durch die Alpen, I; Bornträgers Sammlung geolog. Führer, Berlin 1902, S. 36.
- 14) W. v. Seidlitz, Sur les granites écrasés (mylonites) des Grisons, du Vorarlberg et de l'Allgäu. C. R. Ac. sc. Paris 1910, S. 944.
- 15) H. Mylius, Geolog. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- u. Westalpen. München 1911, S. 87.
- 16) A. Tornquist, Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihr Verhältnis zu den ostalpinen Deckenschüben. N. J. f. Min. 1908, I, S. 83f.
- 17) M. Richter, Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jahrb. Geol. Bundesanst. 1922.
- 18) K. A. Reiser, (Geol. d. Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu, II; Geognost. Jahresh. 35, 1922, S. 22) gibt an, daß er exotische Blöcke nie im ursprünglichen Schichtverbande getroffen habe. Demgegenüber möchte ich hier vor allem auf die Aufschlüsse im südlichen der Gräben bei Junghansen verweisen, wo man jenen trefflich beobachten kann. Weitere Beispiele wird meine Klippenmonographie bringen.
- 19) U. Grubenmann, Über drei Alkaligesteine aus dem Berninagebiet. Schweiz. Chemiker-Zeitung 1914.
- 20) R. Staub, Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1915, S. 188f.
- R. Staub, Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich 1916, S. 366.
- 21) H. Mylius, a. a. O., S. 87.
- 22) Vgl. P. Arbenz, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. naturf. Ges., Zürich 1919 (Heim-Festschrift).
- 23) Gümbel, a. a. O.
- 24) B. Studer, a. a. O.
- 25) H. P. Cornelius, a. a. O.
- 26) W. Hammer, Beitr. z. Geol. d. Scsvennagruppe, IV. Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rasasergrates. Verh. Geol. Reichsanst. 1912, Nr. 4.
- 26a) Tornquist (a. a. O., S. 88f) hat einen von Johnsen untersuchten Granitblock vom Feuerstätterkopf mit Juliergranit der Ormondsbreccie verglichen; ob er aus dem Bolgenkonglomerat stammt, erscheint mir freilich nicht sicher.

- 27) R. Staub, a. a. O. 1916.
- 28) D. Trümpy, Geolog. Untersuchungen im westlichen Rhätikon, Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, neue Folge 46, II, S. 132.
- 29) H. Preiswerk, Sphärolithporphyr im Erraticum des Basler Rheinhafens Ecl. géol. Helv., XVI, 1922, S. 547.
- 29a) C. W. Kockel, Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien 1922, S. 156.
- 30) J. Cadisch, Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, neue Folge 49, 1921.
- Hier ist übrigens auch darauf hinzuweisen, daß bereits Sarasin (Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz, N. J. f. Min. 1893, Beil.-Bd. 8, S. 180, die Übereinstimmung einer ganzen Reihe von exotischen Gesteinen aus dem Flysch der West- und Zentralschweiz mit solchen des Bernina-Juliergebietes feststellen konnte. Dies Ergebnis ist in der Literatur öfters unterdrückt worden zugunsten der vom gleichen Autor versuchten Herleitung exotischer Gesteine aus der Zone Baseno-Lugano-Preddazzo. Diese beruht aber z. T. auf indifferenten Gesteinen (weißer Granit vom Gurnigel, der sowohl dem Granit von Bayeno wie dem des Finsteraarhornes verglichen wird; S. 201), z. T. wohl auf der damals noch ungenügenden Kenntnis der unterostalpinen Massive.
- 30) A. Tornquist, a. a. O., S. 87.
- 31) In meiner vorläufigen Mitteilung a. a. O. als Quarzit bezeichnet.
- 32) Dahin gehört auch die von Reiser a. a. O. (Fußnote S. 22.) erwähnte Breccie.
- 33) D. Trümpy, a. a. O.
- 34) Vgl. Alb. Heim, Geol. d. Schweiz.
- 35) Die von mir 1921 a. a. O. ausgesprochene Auffassung der Scheiernalpeneifel als Glied einer selbständigen tektonischen Einheit zwischen helvetischer Kreide und Neostätterdecke hat sich als unrichtig erwiesen; sie stehen mit den ersteren wenigstens zum Teil — in normalem Verband und gehören ihr als jüngstes Schichtglied an. Vgl. auch M. Richter, Die Stellung der nördlichen Flyschzone des Breunner Waldes; Verh. Geol. Bundesanst. 1923.
- 36) Das sind wohl die von Gumbel 1861 a. a. O. erwähnten Konglomerate aus dem „Kindshanggetobel.“
- 36a) Vgl. Richter, a. a. O., 1922.
- 37) K. A. Reiser, a. a. O., S. 23.
- 38) H. P. Cornelius, Die kristallinen Schollen im Retterschwangtal (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitt. geol. Ges., Wien 1921, S. 1.
- 39) M. Richter, (Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu; Verh. Geol. Bundesanst. 1923, Nr. 10) bestreitet den unterostalpinen Ursprung der Retterschwanger Schubsetzen in Anbetracht des oberostalpinen Charakters der meisten Sedimente“. Demgegenüber ist zu betonen, daß sich eben ober- und unterostalpine Sedimente, (oberhalb der Trias) überhaupt nur in Nebenpunkten unterscheiden, wenn man von orogener Beeinflussung und von lokalen Besonderheiten (helvetische Anklänge in der Falknisdecke u. a.) absieht. Gerade mit den Pfrontener und Hinderlanger Randschuppen, als deren Fortsetzung, Richter a. a. O. die Retterschwangdecke betrachtet, stimmt deren Schichtfolge insofern gar nicht überein, als sie das „Normalprofil“ Radiolarit - Roter Aptychenkalk - Grauer Aptychenkalk aufweist (H. P. Cornelius a. a. O.), das übrigens nicht nur fürs Allgäu, sondern gradeso für manche unterostalpine Gegenden (im alten, weiteren Sinne: einschließlich mittelostalpin; z. B. Val Trupheum) charakteristisch zu sein scheint. — Was das Herkunftsgebiet der Retterschwangdecke betrifft, ist übrigens zwischen Richter und meiner Auffassung räumlich kein allzu großer Unterschied: Der unterostalpine Sedimentationsbereich schließt ja nördlich unmittelbar an die oberostalpine Geantiklinale an.
- 39a) Vgl. C. A. Haniel, Geolog. Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf, München 1914. (Karte)
- 40) A. Rothpletz, Alpenforschungen a. a. O., S. 40f.
- 41) G. Schulze, Die geolog. Verhältnisse des Allgäuer Hauptkamms von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geogn. Jahresh. 1905.
- 42) A. Tornquist, a. a. O., S. 85 (die Lokalität hier irrtümlich „Kühlberg“ genannt!)

- 43) H. Mylius, a. a. O., S. 88f.
- 44) Arnold Heim, Zur Geologie des Grüntes im Allgäu. Vierteljahrsschr. naturf. Ges., Zürich 1919 (Heim-Festschrift), S. 473f.
- 45) M. Richter, Die exotischen Blöcke im Flysch bei Oberstdorf. Zentrbl. f. Min. 1921, S. 321f.
- 46) Nur bei Rothpletz a. a. O. finden sich darauf bezügliche Bemerkungen; jedoch im Zusammenhang mit z. T. recht phantastischen Profilen (besonders Fig. 21).
- 47) M. Richter, Die Stellung der nördlichen Flyschzone des Bregenzerwaldes. Verh. Geol. Bundesanst. 1923, S. 141.
- 48) A. a. O., Mitt. Geol. Ges., Wien 1921, S. 66f.
- 48a) A. a. O., S. 58f. und S. 62.
- 49) M. Richter, a. a. O., Jahrb. Geol. Bundesanst. 1922, Fig. 3.
- 50) M. Richter, a. a. O. (Jahrb. 1922), S. 50f.
- 51) M. Richter, a. a. O. (Jahrb. 1922), Fig. 3.
- 52) Eine derartige Vermutung hat mir auch Arnold Heim brieflich mitgeteilt.
- 53) Erwähnt bei Reiser a. a. O., Fußnote auf S. 4.
- 53a) M. Richter, a. a. O. (Zentrbl. 1921.)
- 54) M. Richter, a. a. O. (Jahrb. 1922), S. 52.
- 54a) Vgl. auch Arn. Heim, Churfürsten a. a. O., S. 106.
- 55) M. Richter, a. a. O. (Verh. 1923), S. 145.
- 56) In Anlehnung an ältere Anschauungen von Schardt (*Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses*; Bull. Soc. Vaudoise sc. nat. 1898).
- 57) Auch das Vorkommen von (wahrscheinlich) Falknisbreccie unter den exotischen Blöcken des Walenseegebietes (Arn. Heim, Churfürsten, a. a. O., S. 106) stünde im Einklang mit unserer Hypothese.
- 58) Vgl. Arnold Heim, Churfürsten, a. a. O., S. 107f.
- 59) Vgl. J. Cadisch, Zur Geologie des zentralen Plessurgebietes. Ecl. geol. Helv. 17, 1923, S. 493f.
- 59a) Arnold Heim, Churfürsten, a. a. O.
- 60) O. Ampferer, Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. Jahrb. Geol. Bundesanst. 1923.
- 61) C. W. Kockel, a. a. O.
- 62) K. A. Reiser, a. a. O., S. 5 und S. 22.
- 63) H. Mylius, a. a. O.
- 64) K. A. Reiser, a. a. O., S. 3.
- 64a) R. Staub, Der Bau der Alpen; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue Folge 52, 1924, S. 107.
- 65) K. A. Reiser, Geolog. Karte d. Hindelanger und Pfrontener Berge. Geognost. Jahresh. 33, 1920.
- 66) H. P. Cornelius, a. a. O., Mitt. Geol. Ges., Wien 1921.
- 67) O. Ampferer und Th. Ohnesorge, Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1909.
- 68) Arnold Heim, Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Ecl. geol. Helv. 1907.
- 69) A. a. O., Verh. Geol. Bundesanst. 1921.