

Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol.

Von Eberhard C l a r.

(Mit einer geologischen Karte und Profiltafel.)

Einleitung.

Die folgende Arbeit ist das Ergebnis von Aufnahmen in den Sommern 1924 und 1925, und umfaßt im nordwestlichen Teil der Schobergruppe bei Lienz in Osttirol das engere Hüttengebiet der Hochschoberhütte des Deutschen und Österreichischen Alpen-Vereines bis zur Lienzer Hütte im Osten, oder das weitere Verbreitungsgebiet einer bisher unbekannten Zone eklogitischer Gesteine und ihrer Begleiter. Der Text, gedacht vor allem als Erläuterung zum Kartenbild, beschränkt sich, besonders im petrographischen Teil, auf eine Zusammenfassung des Notwendigsten.

In der geologischen Literatur erscheint die Schobergruppe, abgesehen von zusammenfassenden Alpendarstellungen, nur in einem Bericht von D. S t u r über seine Übersichtsaufnahmen (Jb. d. k. k. Geol. R.-A., 1856), wo er ihre Gesteine in seinen Glimmerschieferzug südlich der Tauerschieferhülle einreihet. Die erwähnte, auf die eigentliche Hochregion beschränkte Eklogitzone haben seine nur Übersichtszwecken dienenden Begehungen naturgemäß anscheinend nicht berührt. L. P u r t s c h e l l e r, dem bergsteigerischen Erschließer auch dieser Gruppe, scheint sie aber bereits aufgefallen zu sein, da er von „chloritischem Schiefer“ spricht, der in der Scharte zwischen Hohem und Niederm Prijakt anstehe (Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V., 1891). Noch in der geologischen Einleitung (R. L u c e r n a) zum neuen Führer durch die Schobergruppe von Dr. O. B ö h m und A. N o ß b e r g e r (1925) ist sie nicht erwähnt, und doch bildet sie mit 400 m größter Mächtigkeit ein wesentliches Bauelement der Gruppe und die düsteren Nordwände der beiden Prijakt, die sie aufbaut, stehen schon im Formenbild der Landschaft, dem Kletterer bekannt, als Fremdlinge in dem eintönigen Grau der Schiefergneisberge.

Das erste Handstück und somit die erste Kunde von dieser Zone brachte Herr Direktor G r e e n i t z aus Graz ins Geologische Institut der Universität.

Für wiederholte Unterstützung während der Ausführung

der Arbeit habe ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Heritsch, sowie Herrn Hofrat Scharizer und Professor Angel zu danken; ebenso bin ich den Herren der Sektion Lienz und der Wiener Lehrersektion des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines zu Dank verpflichtet, die das Fortschreiten der Aufnahme durch freundliches Entgegenkommen auf ihren Bergsteigerheimen gefördert und zusammen mit dem Hauptausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines durch namhafte Unterstützungen die Herausgabe der Karte in dieser Form erst ermöglicht haben.

I. Petrographisches.

I. Die Schiefergneissserie.

Die Eklogitamphibolite stehen an Mannigfaltigkeit und Charakter der Gesteine der einhüllenden Schiefergneissserie scharf gegenüber. In dieser sind die wichtigsten Typen:

1. Grössinggneise, feinkörnig, reich an dunklem Glimmer, meist ebenschieferig, ohne Lagenbau, saurer Plagioklas neben Quarz, Granat nicht hervortretend. Sie entsprechen den granatarmen Typen der Stubalm. Vorkristallines s mit schwacher Pressung.

2. Schiefergneise unterscheiden sich von den vorhergehenden durch größeren Muskowitreichtum, meist größeres Korn und sind manchmal etwas augig struiert, dementsprechend mit etwas knotigem Hauptbruch oder sie sind wellig gefaltet. Der Glimmergehalt schwankt nicht unbeträchtlich. Schiffe zeigen noch das ungestörte Glimmergebälk mit Spuren postkristalliner Pessung. Die Feldspäte sind saure Oligoklase, die an Menge ungefähr dem häufig undulösen Quarz gleichkommen, Granat wenig bedeutend ähnlich wie in den vorhergehenden; Nebengemengteile Apatit, Erz, Rutil, selten brauner Turmalin; Chlorit an einzelnen, stärker durchbewegten Stücken an Biotit und Granat. Übergangstypen zu den Gößnitzgneisen treten vor allem bei den grobkörnigeren, quarzreicheren Schiefergneisen auf.

3. Gößnitzgneis, Ausstieg aus der Barrenleesrinne, entspricht dem Typus der Stubalm, groblagiges Linsengefüge von Quarz, dann Feldspat mit wenig Glimmer und Glimmergebälklagen bezeichnend (saurer Oligoklas). Bemerkenswert sind einzelne, an Größe etwas hervortretende Mikrokline, die das Gestein, ohnedies bereits ein Injektionsgneis, den Mikroklingsneisen (siehe unten) nähern. Access. etwas Chlorit, Erz, Apatit, wenige Körner Klinozoisit.

4. **Hirscheggeraugengneis**, Mirschachscharte—Rothkofel. Entspricht gleichfalls den Stubalmtypen schon i. H. im Lagenbau, in den typischen Disthenflatschen. Die Feldspatholoblasten führen teilweise Nadelballen, die vollkommen den Sillimanitbärten der Stubalm-Hirscheggeraugengneise gleichen, nur nicht annähernd so reichlich. Erfüllung mit Muskowitschüppchen leitet in einzelnen Fällen über zu völliger Auflösung. Die sichtbare mechanische Störung (an Quarz, Mörtelkränze der Feldspate) entspricht nicht dem Grade der Durchbewegung.

5. **Schiefergneis** mit granophyrischen Feldspäten: gleich den Schiefergneisen bis auf die Plagioklase. Diese (schwach invers zonare Oligoklase mit 20—30% An) sind erfüllt von typisch myrmekitisch aussehendem Quarz, aber nicht als Randzone gegen andere Feldspäte; Kalifeldspat fehlt vollständig. Dieser Umstand und das vollständige Fehlen von Myrmekit in den später zu besprechenden mikroklinführenden Gesteinen läßt in diesem Falle eine Deutung als Myrmekit im Sinne Beckes nicht zu, es ist vielmehr hier besser, diese Gebilde lediglich als granophyrische Verwachsungen mit Quarz trotz morphologischer Gleichheit von ersterem zu trennen. Quarz undulös, Granat manchmal chloritisiert; spärlich Epidot, Apatit, Rutil; Chlorit aus Biotit umschließt Zirkone mit pleochroitischen Höfen.

Nicht starke postkristalline Pressung.

6. **Quarzitischer Schiefergneis**, ausgezeichnet gegenüber den Grössinggneisen durch Zurücktreten der Feldspäte und der Glimmer. Bemerkenswert ist das Auftreten der Granaten, die in Gruppen von kleinen Individuen vorkommen, die sich auch zu größeren, einschlußreichen Körnern zusammenschließen können; Weiterwachsen ergäbe einschlußreichen Kern, kompakte Hülle.

7. **Gneisquarzit**, nordwestlich P. 2081, Lage in Schiefergneis. Wenig Glimmer, der helle überwiegt, Quarz verzahnt, der Feldspat ist wieder Albitoligoklas. Granat, Erz, Apatit. Glimmer in einer Faltenumbiegung nur sehr wenig gestört, postkristalline Pressung.

8. **Glimmerquarzit**, Mirnitzscharte: Beide Glimmer in nicht lagigem s, der helle herrscht, führt jedoch immer in seiner Nähe feinverteilter Erz (Ausbleichung?). Quarzgefüge feinkörnig verzahnt, spärlich Plagioklas, Chlorit, brauner Turmalin.

9. Die **Quarzite** sind i. H. lichter, weiß bis grau, feinkörnig, und bilden nur wenig mächtige Lagen in den übrigen Schiefergesteinen, daher erübrigt sich eine gesonderte Besprechung.

Staurolithführende Glieder der Schiefergneissserie.

10. Staurolithführender Granatglimmerquarzit, Nasenschartlprofil. Typus eines granatreichen, feinkörnigen Glimmerquarzites, beide Glimmer in s, häufig ungestörte Querglimmer und Glimmergebälk, Quarz in s oblong oder in Lagen, Feldspat scheint zu fehlen; Granat häufig oblong, gedreht und mit verlegtem si, auch mit einschlußfreiem Saum. Im Staurolith fehlen Anzeichen von Umsetzung. Kristalloblastisches Gefüge.

11. Staurolith-Granatführender Schiefergneis in Diaphthorese. Gipfel der Gr. Mirnitzspitze. Feinkörniger Schiefergneis, von diesem durch Granat- und Staurolithreichtum unterschieden, Granat ist meist teilweise chloritisiert, in knäueligen Serizitmassen schwimmen Reste von Staurolith. Mehr wirbelartige Durchbewegung unter Diaphthorese.

12. Granat-Staurolithgneis in Diaphthorese, Nasenschartlprofil. Handstück und Schliff entspricht vollkommen dem Staurolithgneis in Diaphthorese (Nr. 204)¹ aus der Teigitschserie der Stubalpe (Typus der Diaphthorese ohne phyllitischen Habitus²), nur der Staurolith ist ausgezeichnet durch weit kräftigeren Pleochroismus. Eine Beschreibung dieses von den übrigen Typen abweichenden Gesteins erübrigt sich daher hier.

Als Anhang ist noch das folgende Gestein anzuschließen:

13. Graphitischer Glimmerquarzit, Staniskascharte. I. H. schwarzes, wenig schieferiges Gestein mit gefaltetem s von kleinen Muskowiten. U. d. M. feinkörniger Quarzit, Körner undulös verzahnt; Glimmer tritt zurück, Muskowit in gebogenen Blättchen, rotbrauner Biotit oft parallel verwachsen mit Pennin. Granat tritt in kleinen, wohlumgrenzten Körnern mit schungitischem Zentrum in großer Menge auf; Apatit, Zoisit. Den ganzen Schliff durchzieht, s betonend, massenhaft schungitische Substanz. Das Gestein läßt nur eine (vorschreitende) Metamorphose erkennen, die es der zweiten Tiefenstufe nahegebracht hat (Biotit, Zoisit, Granat), die postkristalline Durchbewegung bleibt mechanisch.

Zusammenfassung.

Sämtliche Gesteine der Schiefergneissserie tragen Merkmale einer alten Kristallisation mit Überdauern der Bewegung, schwache bis stärkere nachkristalline Pressung geht Hand in Hand mit beginnender Diaphthorese.

¹ Heritsch, Gliederung d. Altkr. d. Stubalpe. Jb. f. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 51.

² Heritsch, Grundlagen der alpinen Tektonik, p. 92.

Die Handstücke bieten einen allmählichen Übergang der einzelnen Typen. Die Grössinggneise entsprechen vollkommen den analogen Gesteinen der Stubalpe^{2a}, sowie der Seetaler Alpen, wo ebenfalls in dieser Serie die Eklogite stecken; die hier als Schiefergneis bezeichneten Typen sind meist durch gröberes Korn und höheren Muskowitgehalt von den vorhergehenden unterschieden und nähern sich in manchen Stücken bei steigendem Quarzgehalt Glimmerschiefern. Die grobkörnigen leiten wieder zu typischen Stubalmgesteinen der Teigitschserie, Gößnitzgneis und Hirscheeggergneis über. Die quarzitischen Glieder endlich nähern sich in ihrer Struktur wieder den Grössinggneisen, bzw. Grössinggranatgneisen.

Die staurolithführenden Glieder sind der ganzen Serie organisch eingegliedert und nicht immer scharf trennbar. Auch hier herrscht Übereinstimmung mit der Teigitschserie, so daß wir in dieser Schiefergneisserie die Begleiter in weiterem Sinne der Eklogite der Koralpen und Seetaler Alpen wiedererkennen dürfen.

II. Die Mikroklingesteine.

14. **Mikroklingaugengneis**, Typus Barreneck. Heller Augengneis, linsige Augen bis 10 cm. Grundgewebe: feinkörnig, Quarz-Feldspat (Albitoligoklas) mit Glimmer-s; wenig ungestörte Mikrokline. Augen: große Mikrokline mit Einschluß von feinsten Muskowitschüppchen; randlich kleine Mikrokline in einer Art Pflasterstruktur. Grundgewebe etwas undulös, Augen schwächer gestört.

15. **Mikroklingneis**, vom vorhergehenden durch das Fehlen der Augen und damit geringeren Mikroklinreichtum unterschieden; hier stärkere postkristalline Beanspruchung.

16. **Mikroklinführender Gneis**, Nasenschartl, steht bereits den Schiefergneisen näher, durch höheren Glimmergehalt (noch immer mehr Muskowit als Biotit) und weiteres Zurücktreten der Mikrokline. Bildet das Bindeglied zu den echten Schiefergneisen.

Allgemeines.

Die mikroklinhaltigen Gesteine sind gebunden an die durch das Auftreten der Eklogitamphibolite charakterisierte Zone. Für die Erklärung ihrer Entstehung muß die Zufuhr alkalihaltiger Lösungen herangezogen werden, da ihre geringe Gleichmäßigkeit im Bestand und die allmählichen Übergänge zu den normalen Schiefergesteinen ihre Auffassung als Orthogesteine verbietet.

^{2a} Heritsch, Gliederung d. Altkr. d. Stubalpe. Jb. f. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 51.

Noch hervorzuheben ist das Verhalten der Glimmer: In den mikroklinreichsten Typen, den Mikroklinaugengneisen vom Barreneck, fehlt der dunkle Glimmer fast vollständig, das Verhältnis der Glimmer ändert sich aber parallel der Abnahme von Kalifeldspat zugunsten von Biotit, bis in der Mehrzahl der Schiefergneise Gleichheit bis Überwiegen über Muskowit hervorgeht. Das zeigt, daß nicht einfache Stoffzufuhr, sondern nur ein komplizierter Austausch für die Entstehung der Mikroklingesteine verantwortlich gemacht werden kann.

Aus zwei Analysen (Mikroklingneis und Glimmerquarzit als muskowitreicher Typus) konnte eine unmittelbare Beziehung nicht abgeleitet werden. Auffallend ist der gleichbleibende Tonergehalt bei Abnahme von Fe, Mg, Ca. In Beckes Projektion (Si-U-L) kommt die Verschiebung zugunsten der Alkalien, bemerkenswerterweise bei konstantem Si gut zum Ausdruck.

Über das Alter der Mikroklinentstehung schließlich ist aus den Gesteinen selbst zu entnehmen: Die letzte schwache Bewegung hat die Augen, bzw. die Mikroklina im anderen Gefüge noch mitergriffen, sie sind also in Bezug auf diese Bewegung prätektonisch. Wir können ihre Entstehung wahrscheinlich gleichsetzen der letzten umfassenden Kristallisation oder, wenn andere Gründe dafür sprechen, vor diese.

III. Eklogitabkömmlinge.

Reine Eklogite fehlen vollständig, die Umsetzungen gehen meist so weit, daß selbst Omphazitreste in einer großen Anzahl von Gesteinen fehlen.

17. Das Gestein mit der geringsten Umsetzung hat den Bestand: Omphazit, Karinthin, Granat, Zoisit, in ungefähr gleichem Verhältnis, alle bis auf Granat säulenförmig nach einer Streckung. Die Hornblende (a = lichtgelblich, b = graubraun, c = bräunlichgrün bis sattgrün) ist in der kristalloblastischen Reihe dem Omphazit annähernd gleichgestellt.³ Granat ist regel-

³ Die Hornblende entspricht im Pleochroismus ungefähr dem Karinthin, wie ihn Tschermak (Tsch. M. P. M. 1871) festgelegt hat und wie ihn ungefähr auch ein Schlift von der Alpe Gertrusk (Saulpengerbiet) zeigt, von wo er erstmalig beschrieben wurde. Weinschenks „Karinthin“ ist eine andere Hornblende, ebenfalls für Eklogite bezeichnend, vor allem durch den blauen Rand charakterisiert, deren Abtrennung von der gewöhnlichen mit blaugrünen Farbtönen hier aber nicht genügend berechtigt erschien. Der Karinthin, den Hezner (p. 527) von der Saulpe erwähnt, scheint nach der Beschreibung ebenfalls nicht dem Originalkarinthin zu entsprechen, sondern es dürfte sich mehr um eine pargasitähnliche Hornblende handeln, wie sie auch hier in den Eklogitamphiboliten vorkommt. In dem vorliegenden Gestein ist der Karinthin abgetrennt, weil er vorläufig durch seinen Pleochroismus hinreichend festgelegt ist und vor allem durch seine kristalloblastische Gleichstellung mit Omphazit sich von den übrigen Hornblenden unterscheidet.

mäßig begrenzt, gegen Omphazit kann sich ein dunkler Rand entwickeln, während die sonst typische blaugrüne Umrandung hier vollständig fehlt. In manchen Lagen umgibt den Omphazit unauflösbar feines wolkig-diablastisches Gewebe, das nicht gebunden ist an die Nähe anderer Mineralien. Ein Auskristallisieren von Hornblende aus diesem Gewebe kommt nicht vor. Rutil, wenig Quarz; Plagioklas fehlt.

18. Die Hauptmasse bilden andere. Eklogitamphibolite: Omphazit, Hornblende (nie als Karinthin in obiger Fassung), *a*) als kompakte Hornblende (blaugrün), *b*) als diablastisches Gewebe, Granat; dazu Quarz, Plagioklas (nur in diablastischem Gewebe und nicht durch Bestimmung sichergestellt). Rutil mit Titaniträndern, Apatit, Magnetit, Klinozoisit, selten Kalzit.

Die Umsetzung von Omphazit in Hornblende geschieht auf drei Arten:

a) Omphazit ist scharf von feindiablastischem Gewebe umgrenzt; in fleckweise gleich orientierten Partien ist dieses durch den Pleochroismus als Hornblende zu erkennen. Mit der Annäherung an kompakte Hornblende tritt eine Vergrößerung des Kornes ein, sowie ein Zusammenschluß, die eigentlichen kompakten Hornblenden dürfen wohl als Abkömmlinge des Karinthins aufzufassen sein. Die Granaten sind häufig, auch entfernt von Hornblende, von einem schmalen, blauen Hornblenderand umgrenzt, der oft mit einem Magnetitkörnerkranz abschließt, aber auch ohne scharfe Grenze in andere Hornblenden übergehen kann. Das Bild entspricht ziemlich genau dem Typus I von Hezner⁴, eine schwache Annäherung an II ist durch die Andeutung einer Radialstruktur der Magnetitkörnerkränze in der Granatumrandung gegeben. Die Ränder selbst werden auch hier mit Hezner als Produkte einer Wechselwirkung aufgefaßt.

b) Die Grenze des Omphazitkornes ist nicht so scharf, dieses selbst nicht so fein. Die Pyroxene lösen sich randlich allmählich auf (ca. vermikultische Ausfaserung nach Weinschenk⁵), wobei sich die neuentstehenden lichtgrünen Komponenten dieses Gewebes in nichts von den echten Omphaziten unterscheiden. Mit der Entfernung von den größeren Omphazitkörnern stellt sich nun allmählich deutlicher Pleochroismus ein und es erfolgt wie die Auflösung der Pyroxene jetzt der Zusammenschluß zu größeren Amphibolen mit dem Pleochroismus lichtbraungelb, gelbgrün, bläulichgrün. Eine Vergrößerung des Kornes schon von der Omphazitgrenze an gegen die Hornblenden

⁴ L. Hezner, Beiträge zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite usw. Tsch. M. P. M., 22. Bd., 1903.

⁵ E. Weinschenk, Abhandlung d. k. bayr. Akad. d. W., Math.-naturw. Kl., 22. Bd., p. 262 ff.

konnte nicht beobachtet werden. Die Umsetzung geht hier deutlich über das diablatische Gewebe, entgegen dem vorhergehenden Falle, wo anscheinend sofort mit dem Rande der Pyroxene sich Hornblende einstellt. Dieser Typus kommt dem H e z n e r'schen Typus II nahe, entspricht ihm aber nicht. Hornblende an Granat bildet auch hier oft blaue Ränder.

c) Parallel mit dieser Art der Umwandlung von Pyroxen in Amphibol kann auch eine dritte Art gehen, wieder ganz wie bei den Öztalern, nämlich eine Ersetzung unter Erhaltung der Form (Uralitisierung im Sinne H e z n e r's), die an Spaltrissen oder an unscharf begrenzten Partien beginnt.

19. Mit den Eklogitamphiboliten gehen noch Granat-amphibolite (i. H.), denen Omphazitreste gänzlich fehlen. Die Häufigkeit des diablatischen Gewebes, sowie der sonst gleiche Mineralbestand rechtfertigen ihre Einreihung zu den echten Eklogitamphiboliten, von denen sie auch geologisch nicht zu trennen sind.

IV. Kelyphitamphibolite.

20. Der eine Typus (Gipfel des Niederen Prijak) entspricht nahezu vollkommen den H e z n e r'schen aus dem Öztal. Oft ist in dem dunkelgrünen, fast massigen Gestein schon mit freiem Auge die grüne Umrandung der Granaten zu sehen.

U. d. M. sind die Granaten immer von prächtig ausgebildeten Kelyphitzonen umgrenzt, die aber nie zur vollständigen Ersetzung führen; diese bestehen aus radial gestellten Hornblendesäulchen mit parallel gestelltem Klinozoisit und auch Feldspat als Füllmasse. Den äußeren Rand markiert eine stark ausgeprägte Magnetitkörnerzone, nach der sofort oder nach einer Plagioklaskörnerzone das diablatische Gewebe des übrigen Schliffes folgt; eine Wiederholung dieses Zonenbaues wurde nicht beobachtet. Zwischen den Granaten ist der Kelyphitrund wie bei den Öztalern entwickelt.

Übriger Bestand: Hornblende als sehr fein verteiltes diablatisches Gewebe mit Plagioklas, reich an fein verteiltem Magnetit, als poikiloblastisch-einschlußreiche Körner, die noch diablatisches Gewebe umschließen. Häufig Klinozoisit, etwas Plagioklas, Quarz; Rutil in Granat, Zirkon in Hornblende, Biotit nur in Granat. Kalzit durchzieht nesterweise den Schliff und es hat den Anschein, als ob er das Kristallisieren der Hornblende begünstige.

21. Der andere Typus (östlich der Barreneckscharte—Alkusersee) ist viel lichter, hat deutliches Parallelgefüge und zeigt i. H. zahlreiche, sehr hellgefärbte Granaten.

Die Hornblende ist pargasitisch (wie bei ⁵), a) in gedrun-genen Säulen, kaum pleochroitisch, oft mit zartblauem Rand,

nicht scharf begrenzt gegen *b*) feindiablastisch anscheinend ohne Vermengung mit Feldspat („schilfige Ausfransung“). Der sehr schwachgefärbte Granat ist von einem Kranz feinsten Hornblendesäulchen in radialer Stellung umgeben, dem nach außen eine Zone dichteren diablastischen Gewebes folgt. Es dürfte auch hier pargasitische Hornblende vorliegen. Zu bemerken ist, daß die Ränder nicht rundumlaufend auslöschten, trotz anscheinend radialer Stellung, sondern in größeren Partien gleichzeitig. Der Rand fehlt, wo kompakte Hornblende oder ein anderes Mineral an Granat grenzt. Dazu treten einzelne Körner Quarz, Klinozoisit in *s*, Magnetit, Rutil, Titanit.

Besondere Struktur im Grundgewebe hat es hier ermöglicht, nachzuweisen, daß ein Auskristallisieren der Hornblende aus dem diablastischen Gewebe stattfindet (trotz der „Ausfaserung“) und damit, daß auch hier, bei einem Gestein ohne Omphazitreste, die Entwicklungsrichtung vom diablastischen Gewebe zur kompakten Hornblende führt. Dadurch gewinnt die Deutung von Granatamphiboliten mit deutlichem diablastischem Gewebe als Eklogitabkömmlinge an Wahrscheinlichkeit.

An bänderig wechselnden Eklogitamphiboliten der großen Mirnitzspitze konnte an drei Schliffen auf etwa 5 cm quer zu *s* folgende Entwicklung beobachtet werden: Ein typischer Eklogitamphibolit mit massenhaft feindiablastischer, wenig körniger Hornblende, Granat, etwas Quarz, Klinozoisit, Rutil, Ilmenit mit Titaniträndern ist das Ausgangsgestein; es ist nun ein Auskristallisieren der Hornblende zu beobachten, diablastisches Gewebe wird dabei umschlossen, bleibt aber auch noch außerhalb erhalten (Annäherung an Granatamphibolit); nun tritt aber an Stelle der Granaten, sie teilweise ersetzend, schwer entwirrbares Haufwerk von gleicher Gestalt auf, in dem Epidot, etwas Hornblende und Chlorit erkannt werden konnten (ca. = Pseudomorphose von Epidot nach Granat⁶). Diese Aggregate werden weiterhin in *s* aufgelöst, gleichzeitig macht die Kristallisation der Hornblende weitere Fortschritte. Das Endprodukt ist ein Amphibolit vom Bestand: Große Hornblendesäulen mit deutlich blauem Rand in *s* als Hauptmasse, als Einschluß diablastisches Gewebe; dann Klinozoisit, Quarzkörner, Rutil, Ilmenit, Titanit aus dem Eklogitamphibolit, Epidot, etwas Chlorit, dazu sehr spärlich Biotit aus den Granaten, außerdem noch vereinzelt Karbonat.

Spuren einer nachkristallinen Teilbewegung fehlen hier.

Die richtige Einreihung eines solchen Gesteines, losgelöst vom Zusammenhang, wird durch das Fortschreiten der Horn-

⁶ A. Cathrein, Umwandlungen d. Granaten d. Amphibolschiefer d. Tiroler Zentralalpen; Zeitschrift f. Kristallographie, 10. Bd., 1885; siehe auch Hezner.

blendekristallisation zur Unmöglichkeit, dadurch aber anderseits die Möglichkeit geschaffen, nicht mehr granatführende Amphibolite aus eklogitischen Zonen als Eklogitabkömmlinge zu betrachten.

Allgemeines.

Vergleiche ergeben sich, wie schon erwähnt, vor allem mit dem Heznerschen Typus I der Ötztaler Eklogitamphibolite sowie den Kelyphitamphiboliten, ebenso in der Ausbildung des Granates und der Hornblenden mit den Eklogiten der Venediger Masse, die sich sonst durch weit reicheren Mineralbestand abheben. Auch mit manchen Schriffen der Seetaler und Koralmeklogitamphibolite konnte genaue Übereinstimmung festgestellt werden. Es trifft auch hier wie für die Ötztaler die geringe Vergleichsmöglichkeit mit den Waldviertler Eklogiten zu, nur die omphazitreichen scheinen Parallelen abzugeben.

Postkristalline Störungen fehlen den hier beschriebenen Gesteinen fast ausnahmslos, ihr s ist, wenn überhaupt vorhanden, typisch präkristallin. Wir können das Umstoßen des alten drittstufigen Gleichgewichtes Quarz-Omphazit-Almandin (Plagioklas zu unsicher) mit typomorphem Rutil (Kombination I nach Angel⁷, pag. 184) gleichsetzen der Durchbewegung. Die folgende oder mitlaufende Kristallisation ist dann das Anstreben eines zweitstufigen Gleichgewichtes mit Zoisit-Hornblende nach den Kombinationen 9, 10, 11.

V. Amphibolite.

a) Mineralbestand: Hornblende (gelbgrün, sattgrün, blaugrün) ist typische Schiefer-Hornblende, Biotit, wenn vorhanden in Gebälkform, rötlich in der starken Absorption, Granat, Plagioklase (Bestimmung unsicher) anscheinend 20% An; Access. kann auftreten: Klinozoisit, Epidot, Apatit, Titanit, Magnetit, Chlorit, Rutil.

Hierher folgende Typen: Plagioklasamphibolite, Plagiklas-Hornblende - Meroxenschiefer (mit graubraunem Meroxen), Granatamphibolit,⁸ Hornblendefels, Bänderamphibolit mit vor-kristallin eingeschuppten quarzitischen Bändern. Auftreten mit den Eklogitamphiboliten und in den Schiefergneisen.

⁷ F. Angel, Gesteine d. Steiermark Graz 1921.

⁸ Ein Stück entspricht genau den Granatamphiboliten vom „Rittinger Typus“ Stinys (Gesteine aus der Umgebung von Bruck a. d. M., Feldbach 1917), lediglich das Grundgewebe scheint feinkörniger zu sein. Die Beobachtung eines verlegten si, das durch Granat und Radialzone hindurchsetzt, stützt die Auffassung der Umrandung als Ergebnis einer Wechselwirkung und nicht nur als eine Folge „zentrischer“ Krystallisation.

b) Hornblende smaragditisch (a = farblos, b = lichtgelblich, c = lichtgraugrün) oder (lichtbläulich-gelblich-bläulichgrün), Plagioklas, Biotit (rotbraun); dazu können treten: Granat, Titanit, Apatit, Rutil, Zirkon in Biotit.

Hieher: Meroxenführender Smaragditschiefer, plattiger Hornblendefels, meroxenführender Amphibolit. Alle in der Schiefergneisserie.

Eine Unterscheidung in Ortho- und Paraamphibolite konnte nicht durchgeführt werden, die mit den sicheren Eklogitamphiboliten gehenden sind im Kartenbild mit diesen vereinigt.

Das s ist durchwegs vorkristallin, an einzelnen Gesteinen sind Spuren von Pressung, selten Chlorit an Biotit zu sehen.

VI. Albit-Hornblendeschiefer.

Auftreten in den Hangendteilen der Eklogitamphibolite. I. H. ca. 1 mm große Feldspat-Porphyroblasten in einer Masse von körniger Hornblende. U. d. M. klare, scharf lamellierte Plagioklase (Albit mit 5% An) manchmal schwach invers zonar. Schieferhornblende, stark lappig bis poikilitisch, an anderen Stellen körnig. Reichlich einschlußreicher Granat, Biotit, Quarz, Apatit, Rutil, Epidot, Erz, Ilmenit, Turmalin.

Bei stärkerer nachkristalliner Störung erfolgt Chloritisierung an Hornblende und Biotit, Ersatz von Granat durch Hornblende-Epidot-Chlorit (siehe Eklogitamphibolite), teilweise „Verglimmerung“ von Feldspatsubstanz neben mechanischer Auflösung.

Die Stellung dieser Gesteine ist noch unsicher, obwohl sie eine wohlabzugrenzende Gruppe bilden. Vergleiche kommen vor allem in Betracht: mit den übrigen Amphiboliten, mit Porphyriten (Iseltal, porphyrische Feldspäte), mit den Kränzchengneisen der Stubalm (Struktur) mit den Prasiniten (Mineralbestand teilweise). Nirgends geht jedoch die Übereinstimmung so weit, daß eine Gleichstellung und Einreihung gerechtfertigt wäre. Schließlich wurde noch eine Zufuhr von Albitsubstanz erwogen, doch haben sich Beweise weder dafür noch dagegen erbringen lassen.

VII. Plagioklasgneise.

Helle granatreiche Gneise mit Hornblende oder Glimmer als dunklem Gemengteil, an die Schuppenzone gebunden.

Mineralbestand: s, gebildet durch gelb-graubraune (bis grünliche Biotite, zu denen noch Hornblende treten kann. Dieses s wird umschlossen von meist deutlich invers zonarem Plagioklas (20—25% An), reichlich Granatführung ist bezeichnend, dazu Quarz, Muskowit (sehr selten) Epidot, Apatit, Magnetit.

Das s ist älter als die Umschließung der Feldspäte, Wieder-aufleben dieses s führt bei manchen Stücken zur Zerreißung der Feldspäte, und geht Hand in Hand mit teilweiser Chloritisierung von Biotit. Die Gesteine entsprechen vollkommen den Grubenmannschen Mesoplagioklasgneisen, die zum überwiegenden Teil von Orthogesteinen abgeleitet werden. Hier ist man durch ihr Auftreten in der Schuppenzone, und zwar nur in schmalen Bändern, außerdem bei dem stark wechselnden Bestand in Granat-Biotit-Hornblende leicht geneigt, sie als Produkte der besonderen Verhältnisse dieser Zone, also von teilweiser Mischung begleitet von Stoffaustausch zu deuten. Sie bilden in dieser nicht bewiesenen Auffassung den Großteil der „Mischgesteine“ einer vorläufigen Notiz in den Verh. d. Geol. B.-A., 1926, 5. Heft.

VIII. Aplitische Gesteine.

Diese sind anstehend im eigentlichen Gebiet nicht beobachtet, werden aber wohl in größerer Menge von den Schutthalden der Nordwände der beiden Prijakt herabgebracht und dürften die in der Ansicht (Kartenbeilage) mit ? bezeichneten hellen Bänder bilden. Sie sind immer feinkörnig, selten geschiefert, aber auch mit Eklogitamphiboliten schmal verschuppt. Mineralbestand: Neben Plagioklas (26% An)-Quarz können auftreten: Hornblende, Granat, Biotit, selten Muskowit, Epidot, Apatit.

Die Durchbewegung ist, wenn vorhanden, immer schon wesentlich vorkristallin.

IX. Pegmatite

die spärlich auftreten, bieten keine Besonderheit, auch sie sind präkristallin eingeschichtet in das s der Schiefer.

X. Mischgesteine

verbleiben nach Wegfall der Plagioklasgneise nur mehr aus schmalen Bändern oder von der Trennungsfläche von Schiefer- und Hornblendegesteinen geschlagene Handstücke, die im Schliff die vorkristallin gemengten Gesellschaften teilweise noch trennen lassen, teils beide Bestände untrennbar enthalten.

Die Mischung ist immer vorkristallin.

XI. Kalksilikatschiefer

fanden sich nur an einem Fundpunkt; im untersten Absatz des Niederen-Prijakt-Südwestgrates. I. H. ähnlich den granatreichen Plagioklasamphiboliten; Mineralbestand: Hornblende, Granat, Plagioklas (invers zonar mit 20—28% An) auch granophyrisch mit Quarz, Biotit, reichlich Titanit; Apatit, Klinozoisit. Im größten Teil des Schliffes bildet Karbonat dafür das Grundgewebe. Das s ist präkristallin.

Dieses Gestein ist das einzige karbonatreiche des Gebietes und ist wohl als mineralreicher Marmor zu deuten, obwohl eigentliche Marmorzüge sonst fehlen. Immerhin kann es ein Hinweis sein auf die Herkunft des geringen Karbonatgehaltes anderer Gesteine durch sedimentäre Anlage oder tektonische Aufarbeitung.

XII. Diaphthorite und Mylonite.

Zonenweise durchziehen die Gesteine mit kristalloblastischem Gefüge Züge mit jüngerer Teilbewegung, die von Diaphthorese begleitet ist. Die Schiefergneise in Diaphthorese zeigen: Biegung und Ausplättung der Glimmer, Zerbrechung der Feldspäte und Quarze, Biotit findet sich nur mehr spärlich, dafür aber Chlorit, der sichtbar aus diesem hervorgeht und auch mit ihm verbunden ist. Die Granaten sind teilweise noch ungestört, an einzelnen ist jedoch Auswanderung von Chlorit in s zu beobachten, wobei Trümmer von Granat, eckig begrenzt im Chloritstromen mitschwimmen; daneben können sich die Granaten auch einfach mit Chlorit umrinden. Die eigentlichen Diaphthorite haben den dunklen Glimmer bereits bis auf Reste verloren, Granat ist weitgehend chloritisiert, rundliche Chloritmassen sind oft die einzigen Zeugen ehemaliger Körner. Im Extrem trennen Serizit-Chloritströme linsige Reste des Quarz-Feldspatgefüges.

I. H. verraten diese Gesteine bereits ihre Natur durch deutliche, oft harnischartig geglättete Schieferungsflächen, überzogen durch verschmierte Chlorit-Muskowitbestege.

Am Kamm der Leibnitzer Rothspitze ziehen Diaphthorite von Granat-Stauroolith-Glimmerschiefern durch, i. H. kenntlich als Hellglimmerschiefer, dunkelgrau mit großen Granaten, graue Knäuel vertreten den ehemaligen Stauroolith. U. d. M.: Reste großer Granaten, deren Umrisse noch an Kränzen opaker Substanz kenntlich sind, schwimmen in einer Masse teils dichten, teils blättrigen Chlorites, wobei wiederholt Auswandern und Einschwenken in s auffällt. Der blättrige Chlorit zeigt manchmal neben dem „Entenblau“ auch normale Polarisationsfarben und Zwillinglamellen (Klinochlor). Der feinschuppige Muskowit bildet entweder rundliche Ballen, in denen noch Reste von Stauroolith sichtbar sind, oder er liegt in s, als Strom aus den alten Stauroolithen heraustretend. Quarz ist entweder feinkörnig-undulös, oder er umsäumt weniger gestört, die alten Granaten. Accessorisch Rutil, Apatit, Turmalin, Klinoisit.

Am unteren Absatz des Südwestgrates des Niederen Prijakts ziehen die beiden folgenden Gesteine durch, die, von den übrigen Diaphthoriten abweichend, als Mylonit-Diaphthorite bezeichnet wurden.

a) I. H. ein unregelmäßig brechendes, dichtes, dunkelgrünes Gestein ohne Schieferung. Der Schliff zeigt eine Masse von vorwiegend dichtem Chlorit, etwas Serizit und Karbonat mit feinstzerriebenem Quarz oder Quarz-Feldspatgemenge, in der unregelmäßige Bruchstücke von meist zwillingslamelliertem Plagioklas und undulösem Quarz schwimmen (fast reiner Albit). Reste von Hornblende, Erz, Apatit, Rutil. Aus dem Charakter der Feldspäte, ihrem ungefähr festzustellenden Verhältnis zu Quarz, und den chloritisierten Resten von Hornblende kann mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Abkunft von den Albit-Hornblendeschiefern geschlossen werden.

b) Das Handstück, einem stark beanspruchten Hornblendegneis nicht unähnlich, stammt aus einem wenig tiefer liegendem Bande. Bei ungefähr gleicher Struktur unterscheidet sich der Schliff durch weniger saure Feldspäte. Sonst Granat mit Umsetzung in Chlorit, Quarz, Hornblende, Klinozoisit, Apatit, Titanit, Chlorit auch in Blättchen und verbogenen Schuppen. Die Abkunft ist hier unsicherer, vielleicht von einem Hornblendegneis oder einem hornblendereichen Plagioklasgneis.

Schließlich ist noch anzuführen: Ultramylonit in Schiefergneis, unter der Scharte zwischen den beiden Mirnitzspitzen, schmales, absätziges Band von wenigen Zentimetern Mächtigkeit. Das Handstück läßt nur schwarze Brocken vom Aussehen eines Kieselchiefers erkennen, die mit einem feinkörnigen glimmerquarzitischen Gestein verquetscht sind. Im Schliff ist die schwarze Masse ebenfalls nicht auflösbar, einzig etwas lichtere Bänder und unregelmäßig verteilte Quarzkörner sind zu erkennen. Das s des benachbarten Schiefers geht spitz aus gegen die Grenze dieser Einschaltung. Die tektonische Stellung stützt hier die Erklärung als Ultramylonit, eine Auffassung, zu deren Annahme auch die Unwahrscheinlichkeit anderer Deutungsversuche beiträgt.

II. Erläuterungen für Karte und Profile.

Bereits im Felde ergibt sich leicht und ungezwungen eine Gliederung im Großen: Die Serie der Schiefergneise im weiteren Sinne, Grössinggneise, Glimmerquarzite, granat-staurolithführende Glimmerquarzite, Quarzite ebenso wie die Übergänge zu glimmerschieferähnlichen Gesteinen mit einbezogen, bilden die Hauptmasse im bearbeiteten Gebiet und umgeben geschlossen im Liegenden und Hangenden die so wechselvolle Serie der Eklogitamphibolite und ihrer Begleiter. Die ziemlich gleichförmige Erscheinungsart der Schiefergesteine und ihre Verbindung durch Übergänge, nur wenig belebt durch sehr spärliche Amphibolitbänder und Pegmatitlinsen läßt nur eine unscharfe Ausscheidung zu.

Immerhin läßt sich folgendes hervorheben: Die Grössinggneise gruppieren sich vor allem im Hangenden und auch im Liegenden der eklogitischen Serie, also vor allem im Südteil der Karte, und sie geben den Gipfeln, die sie bilden, durch ihre rötliche Verwitterung den Namen (Große, Kleine Rothspitze, Rothkofel). Unmittelbar angeschlossen an die Eklogitserie, wenigstens in ihrer Hauptverbreitung sind die Staurolithführenden Granatglimmerquarzite, ein langer hangender Zug, besonders schön an der Großen Mirnitzspitze und am Prijaktgipfel, und ein liegender Zug im Nasenschartlprofil. Trotzdem sind sie mit den Gneisen im Verband und nicht tektonisch abtrennbar. Ein mächtiges Band von oft fast massigen Glimmerquarziten bis zu grauen feinkörnigen quarzitischen Typen zieht von der Mirnitzscharte gegen SO und bildet die tieferen Wandsockel der Abstürze der Kleinen und Großen Mirnitzspitze und später der Hänge des Tscharnakt.

Von der Höhe des Leibnitztörls gegen N ändert sich der Charakter der Serie: Die Gneise sind gröber geworden, reicher an großen Glimmern, vor allem dem hellen, und dementsprechend wilder gefaltet, manchmal etwas diaphthorisiert, das Streichen ändert sich von Schritt zu Schritt. Hier häufen sich kompliziert gefaltete Quarzgänge und Lagen, die, wenn der Feldspat der Gneise mehr zurücktritt, den Eindruck einer Glimmerschieferregion verstärken (z. B. Weg Hochschoberrhütte—Staniskascharte). (Auf den Profilen stark vereinfacht.) Schließlich sind die mächtigen Diaphthorite von granatführenden Schiefergneisen und vielleicht auch staurolithführenden Granat-Glimmerquarziten zu erwähnen, die den Schwarzkofel (Name!) vom Gipfel bis hinab zum Leibnitztal bilden, leicht kenntlich am groblinsigen Zerfall mit dunklen chloritischen Flächen.

Die Zone der Eklogitamphibolite selbst, am großartigsten entblößt in den düsteren Nord- und Nordwestwänden der beiden Prijakt, ist auf der Karte getrennt in eine Hauptmasse, die den oberen Teil der Wände ausmacht, und in eine basale Schuppenzone. Diese Gliederung ist im Großen an allen vollständigeren Profilen leicht zu erkennen, im Kleinen ist der Bau weit verwickelter: denn auch die Hauptmasse ist wieder geteilt durch Einschuppungen von Gneisen und Amphiboliten, die ihrerseits wieder bald auskeilen. Die Skizze der Prijakt-Nordwände, von den Hängen darunter gezeichnet und deshalb nicht durchaus sicher, gibt annähernd ein Bild vom Aufbau dieser Zone: Tektonische Anschuppung bedingt hier ihre überraschend große Mächtigkeit und sie erklärt auch ihre geringe Beständigkeit im Weiterstreichen, z. B. gegen Ost, wenn auch hier Störungen mitspielen (siehe unten). Gegen SO zieht sie, langsam an Mächtig-

keit einbüßend, durch die verbundenen Kare ober dem Alkusersee, und findet nächst diesem ein fast plötzliches Ende, aber sie ist anscheinend noch nicht für immer verschwunden, denn auch außerhalb des Bereiches der Karte wurden Gesteine dieser Serie gefunden, die vielleicht in ihrer tektonischen Fortsetzung liegen könnten.

Die Mannigfaltigkeit dieser basalen Schuppenzone, der im Hangenden ein ähnlich kompliziertes Analogon meist gänzlich fehlt, ist nur in Detailprofilen zu erfassen, im Maßstab der Karte nicht darstellbar.

An sie sind zahlreiche der beschriebenen Gesteine gebunden, Mikroklingneise, verbunden mit Gößnitzgneis, Plagioklasgneise mit sehr wechselvollem Bestand; die Albit-Hornblendeschiefer, der Kalksilikatschiefer; ein Großteil der Amphibolite sind sichere oder wahrscheinliche Eklogitabkömmlinge.

Zu den Profilen sei bemerkt: Profil des Niederen-Priakt-Südwestgrates: Der kleine Bruch in der Mirschachscharte ist dadurch bemerkenswert, daß an ihn sich neben rein mechanischer Störung Diaphthorese der Schiefergneise knüpft. Zu Profil des Nasenschartls: Die Bewegungsflächen der Schuppentektonik sind in der Mehrzahl, auch bei scharfen Gesteinsgrenzen verwischt durch Kristalloblastese, nur einzelne Flächen, im Profil durch Verlängerung bezeichnet, sind ausgenommen. Sie sind am Aufschluß durch schmale Bänder zerrütteten Gesteines, im Schliff durch Diaphthorese gekennzeichnet. Schon in diesem einen Profil läßt sich also die Gleitbrettertektonik auseinanderlegen, in eine vorkristalline, die bereits Schuppung schafft, und in eine jüngere, die nur mehr komplexe Schuppen bewegt.

Die Großartigkeit der Schuppenzone ist am prächtigsten in dem Hochkar des Barrenleesees aufgeschlossen, zu dem das dritte Detailprofil von NW. heraufführt (Barrenleerinne). Die restlichen Profile, die diese Zone durchqueren, erläutern ihre tektonische Stellung. Gegen O hin löst sich die Hauptmasse in der Schuppenzone auf.

III. Das Streichen.

Bezüglich des Streichens lassen sich gewissermaßen drei Zonen unterscheiden; wir beginnen im Norden: Über die Staniskascharte zieht ein rein ostwestlich streichender Zug meist steilstehender, stark gefalteter Gesteine, welche vielleicht schon unter dem Einfluß des Tauernstreichens stehen dürften. Südlich, vornehmlich im Kar unter der Staniskascharte, folgt ein Komplex, in dem sich eine einheitliche Streichrichtung überhaupt nicht feststellen läßt. Nordwest-, Nordost-, Ostwest-, auch Nord-südstreichen wechselt in räumlich enger Beziehung in diesem wild gefalteten Terrain, und dieser Wechsel beherrscht das Bild,

wenn auch nicht so ausgeprägt, bis an die eigentliche Eklogitzone, die mit steilstehender Ostweststörung zwischen den beiden Mirnitzspitzen dagegen abstößt. Ihre Auflagerungsfläche dreht sich bei der Verfolgung gegen W und SW muldenförmig über NO, N—S bis NW, dem Streichen der Hauptmasse durch die Südwesthänge des Prijakt. Störungen treten auch hier auf, vor allem im Hangenden (Große Mirnitzspitze, Prijaktgipfel), doch ist Nordweststreichen beherrschend.

Bemerkenswert ist das Ende der Zone im Süden: Ober dem Alkusersee zieht die Hangendgrenze gleichbleibend mit Nordweststreichen hinab; ziemlich unvermittelt dreht sie aber gegen O—W, während das Liegende gleichmäßig weiterstreicht. So konvergieren Hangend und Liegend fast bis zum Aneinanderstoßen und führen die basische Zone zu einem raschen Ende. Die einhüllenden Schiefer erlangen nach kurzem wieder ihr altes Streichen und enthalten als letzten Rest ein schmales Band Mikroklingneis.

Es liegt nahe, in dem Gebiet mit gleichmäßigem Nordweststreichen einen Rest des tauriskischen Gebirges Mohrs⁹ zu sehen, von dem ja Mohr die bisher westlichsten Reste unweit von hier bei Dellach im Drautale nachgewiesen hat. Die massigen Eklogitamphibolite verhalten sich als mehr minder starrer Block, der auf ostweststreichenden Zonen abgelöst ist; die weniger widerstandsfähigen Schiefer im Norden zeigen die Interferenz der alten und jungen Streichrichtung, bis sie am Nordsaum des Gebietes ganz der hier herrschenden alpinen Richtung angeglichen werden. Bei der Kleinheit des aufgenommenen Gebietes läßt diese Auffassung nicht beweisen, doch scheint sie derzeit die einfachste Lösung, da die vorkristalline Faltung die Existenz irgend eines alten Gebirgsbaues dartut.

IV. Kristallisations- und Bewegungsphasen; Schluß.

In allen Gesteinen, die sie überhaupt betrifft, läßt sich eine jüngste Bewegungsphase als Bewegung unter Diaphthorese wohl abgrenzen, die auch mit rupturer Deformation einhergeht; auf ihre Rechnung ist ein Großteil der Schuppentektonik zu setzen. Anzeichen einer noch jüngeren Phase¹⁰ fehlen (Wölkerkogelgranitphase der Stubalm, Tauernkristallisation im Ötztal), abgesehen von kleinen Bruchverstellungen, aber auch diese können von Diaphthorese begleitet sein (Mirschachscharte).

⁹ H. Mohr, Ein Geolog. Profil d. d. Kolm b. Dellach usw.; Vertr. d. G. B. A., Wien 1925, H. 5.

¹⁰ Vgl. W. Hammer, Bemerkungen z. Phasenfolge im Krystallin d. Ostalpen; Verhandl. d. G. B. A. 1925, H. 9.

Geologische Karte aus der nordwestlichen Schobergruppe bei Lienz

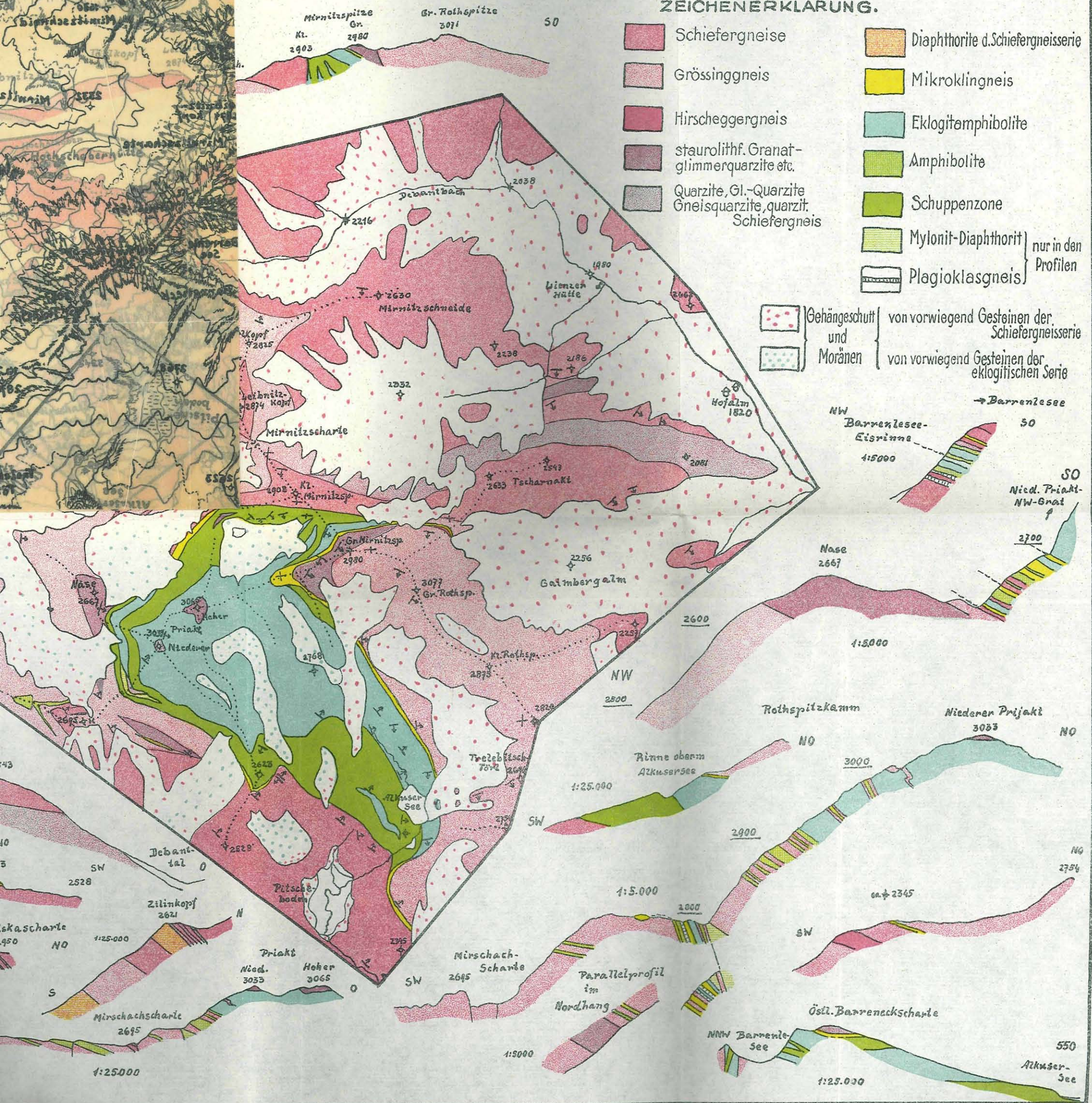
von E. CLAR

Herausgegeben vom Geol. pal. Institut der Universität Graz
mit Unterstützung durch den Hauptausschuss, die Wiener Lehrersektion und die
Sektion Lienz des D. u. O. E. A. V.

Maßstab 1:25000

ZEICHENERKLÄRUNG.

- | | | | |
|--|--|--|-------------------------------------|
| | Schiefergneise | | Diaphthorite d. Schiefergneissserie |
| | Grössinggneis | | Mikroklingneis |
| | Hirscheggergneis | | Eklogit-amphibolite |
| | staurolithf. Granat-
glimmerquarzite etc. | | Amphibolite |
| | Quarzite, Gl.-Quarzite
Gneisquarzite, quarzit.
Schiefergneis | | Schuppenzone |
| | Gehängeschutt
und
Moränen | | Mylonit-Diaphthorit |
| | | | Plagioklasgneis |
- nur in den
Profilen
- von vorwiegend Gesteinen der
Schiefergneissserie
- von vorwiegend Gesteinen der
eklogitischen Serie



Die nächstältere feststellbare Phase ist eine Kristallisation, die alle Gesteine betrifft; sie erfolgt ungefähr in zweiter Stufe (Eklogitamphibolit, Amphibolite, Hauptbestand der Schiefergneise) und in sie muß wohl auch die aufsteigende Metamorphose des graphitischen Glimmerquarzites von der Staniskascharte gestellt werden. Die Albitisation der Plagioklasgneise ist ebenda einzureihen, sie gehört hier nicht wie im Ötztal einer jüngeren Phase an, denn auch diese Gesteine werden von der Diaphthorese mitergriffen.

Die vor dem Höhepunkt dieser Kristallisation erfolgende Bewegung schafft die präkristalline Schuppentektonik und Faltung, sie bezieht noch die Pegmatite ein, und sie muß auch aufgefaßt werden als der Anstoß zum Gleichgewichtswechsel der Eklogite, ihrer Diaphthorese von der Kata- zur Mesozone. Diese Durchbewegung und Kristallisation ist der Gleinalmkristallisation des Ostens gleichzusetzen, der im Westen die vorkristalline Bewegung der Ötztaler entspricht. Darin, daß bereits in ihr eine enge Schuppentektonik geschaffen wird, liegt der starke Beweis für die Existenz eines alten Gebirges.

Älteres als Produkte dieser Phase ist in den Eklogitamphiboliten ohne Störung des Gleichgewichtes der dritten Stufe (mit Karinthin) erhalten. Aber auch diese zeigen eine vorkristalline Bewegung, abgebildet in der Streckung, also eine ältere, als die bisher besprochene, denn die Bewegung vor der Gleinalmkristallisation hätte auch hier wie bei den anderen Eklogit-amphiboliten das Gleichgewicht umgeworfen. Ihre Spuren sind in der spärlichen Ausbildung diablastischen Gewebes auch hier bemerkbar geworden, nur hat sie nicht durchgegriffen. Die Gleichheit mit Gesteinen der Teigitschserie macht es wahrscheinlich, daß auch die Schiefergneise eine drittstufige Kristallisation mitgebracht haben (Sillimanitbärte). Es hätten dann hier die Schiefergneise nicht wie im Ötztal in der zweiten Tiefenstufe (Gleinalmkristallisation), sondern in einer früheren Phase erstmalig ihre kristalloblastische Struktur erhalten. Bei der Erhebung in die zweite Stufe müßte sich ihr Bestand nicht wesentlich ändern, die vorhergehende Kristallisation könnte aber den krassen Unterschied zu dem erwähnten graphitischen Glimmerquarzit erklären, der dann erst bei der Bewegung vor der Gleinalmkristallisation in den Bau einbezogen worden wäre.

So kommt als Endergebnis folgende Gliederung im Gebiete zustande :

1. Vorkristalline Bewegung (?) und drittstufige Kristallisation der Eklogite, Karinthineklogitamphibolite und der Schiefergneise.

2. Vorkristalliner Schuppenbau, Einbeziehung des graphitischen Glimmerquarzites, Diaphthorese der Eklogite von der

dritten zur zweiten Stufe, Aufsteigen der Schiefergneise in die zweite Stufe, Entstehung der Plagioklasgneise und Mikroklingsneise (?), zweitstufige umfassende Kristallisation im alten Gebirge.

3. Wiederaufleben der alten Tektonik auf diaphthoritischen Bahnen; sofern ein einheitliches Streichen das alte Gebirge charakterisiert hat, wird es hier zerstört.

Das Bergland von Weiz.

Von Dr. Alois K u n t s c h n i g.

Einleitung.

Das Gebiet von Weiz umfaßt in geologischer Hinsicht drei verschiedenartige Zonen, die auch in morphologischer Beziehung gegeneinander kontrastieren; nämlich das südliche, flache, tertiäre Vorland mit Hügelketten und Wellen, die sanft geformten kristallinen Berge, die die tertiäre Bucht umsäumen und den Sockel bilden für die dritte Zone, dem paläozoischen Mittelgebirge, das im Zetz mit 1275 *m* kulminiert, und in dessen Kalkregion die Raab und der Weizbach pittoreske, steilwandige Klammern geschaffen haben.

Das Bergland von Weiz findet im Süden durch die tertiäre Niederung, im Osten durch das breite Feistritztal und im Norden durch das Passailer Becken eine natürliche Begrenzung. Nur im Westen steht es mit dem Schöckelstock im Zusammenhang.

I. Abschnitt.

Das Grundgebirge.

A. Petrographischer Teil.

Granodiorite usw.

Unter dieser Ausscheidung (siehe geol. Karte) sind Gesteine magmatischer Herkunft zusammengefaßt, die aber in dem zu behandelnden Gebiete nur in geringer Verbreitung und als schmale Linsen, den Schiefergneisen eingeschaltet, auftreten.

Granodiorit vom Höhenkogel: Oligoklas (30% An), stellenweise normal zonar mit zahlreichen Einschlüssen; häufig Mörtelstruktur um unverletzte Plagioklase; Quarz und Meroxen. Zeigt schwache, postkristalline kataklastische Beanspruchung und ist mit dem Granodiorit von Wirzelberg (Lit. 2) zu vergleichen.

Augengneismylonit, nordwestlich von Hafning (in der Karte nicht ausgeschieden). Rötlichgraue Grundfarbe, durch gelbliche Feldspat-Augen ($\frac{1}{2}$ —2 *mm*) wie gesprenkelt. Im Dünnschliff zerbrochene und linsenförmig ausgezogene Mikroklin-Augen in einem vollkommen schieferigen Grundgewebe aus Quarz-Feldspat, Meroxen und Schüppchenmuskowit. Mikrokline mit Mörtelstruktur, Granaten stark zertrümmert. Untergeordnet

noch etwas Apatit, Rutil und Ilmenit. Die kataklastische Beanspruchung nähert sich der Mylonitisierung. Vergleichbar mit dem Augengneismylonit vom Kulm (Lit. 14).

Granitgneis aus dem Steinbruch östlich Rossegg.

I. H. mittelkörnig, graugefärbt, etwas schieferig. Ausgezeichnet durch den großen Feldspatgehalt: meist trüber Orthoklas und Oligoklas (28% An) mit auffallend großen Alkaliglimmereinschlüssen. Quarz bildet mit Feldspat ein verzahntes Mosaik; Meroxen, spärlich Muskowit und Granat, Magnetit und Ilmenit mit Leukoxenüberzug. Der Orthoklasgehalt spricht dafür, dieses Gestein in die granitische Reihe zu stellen. Für einen Granodiorit ist zu viel Quarz vorhanden. Jedenfalls bildet dies Gestein den Übergang zwischen beiden.

Pegmatite.

Ursprüngliche Pegmatitstruktur ist nur mehr in ganz vereinzelten Fällen angedeutet. Größtenteils ist sie durch Kataklase überwältigt. Da nirgends mehr die massige Struktur vollkommen zum Ausdruck kommt, können diese Gesteine infolge der Textur- und Strukturverhältnisse als Gneise bezeichnet werden. Sie treten immer in Lagen und Gleitbrettern auf, konkordant oder fast konkordant den Schiefern eingeschaltet. Eine Diskordanz mit den einhüllenden Schiefern konnte nirgends mit Sicherheit festgestellt werden.

I. H. meist hellfarbig, Lagentextur; führen häufig große Glimmertafeln, besonders am Weizberg, und nicht selten auch große schwarze Turmaline (Gutenberg).

Im Dünnschliff zeigt sich ein feinkörniges Quarz-Feldspatgefüge mit eingestreutem Muskowit und Meroxen; Mikroklin mit flauer Gitterung und Alkaliglimmereinschlüssen, recht häufig von einem Mörtelkranz umschlossen; Albitoligoklas; in vereinzelten Fällen auch Granat (teilweise chloritisiert), Klinoisit, Ilmenit und limonitische Substanz.

Bemerkenswert sind Pegmatitgneise vom Steinberg mit primär angelegten Mikroklinaugen, die typischen Augengneisen gleichen müßten, wenn das Grundgefüge nicht so hell wäre. Sie sind zurst parakristallin durchbewegt, wodurch eine leicht ausgeprägte Schieferstruktur erzeugt wird. Für Plagioklas und Quarz des Grundgewebes war die Bewegung nachkristallin und diese führte zum körnigen Zerfall. Die Kristallisation überholt die Bewegung, wie die druckunverletzten Muskowite und die optisch nicht gestörten Quarzstengel es zeigen. Die Mikroklinporphyroblasten zeigen ebenfalls ruptuelle Beanspruchung. Außer Mörtelkranz entstanden Risse, in denen auch körniger Zerfall eintrat. Es liegt daher die Vermutung nahe, daß die Bewegung diese Feldspataugen bereits vorgefun-

den hat und sie daher als primär vorhanden aufzufassen sind; im Gegensatz zu den Mikroklinporphyroblasten in Pegmatitgneisen der Stubalpe, wo sie postkataklastische Neubildungen sind (Lit. 3).

In einer Überschiebungszone südlich Landscha treten Pegmatitgneismylonite auf, die den Eindruck eines hellgefärbten, feinstkörnigen Schiefergneises machen. Im Dünnschliff beobachtet man eine vollständige Mylonitisierung unter Benützung von s.

Der Mangel an Orthoklas weist darauf hin, daß es sich bei allen Pegmatitgneisen in diesem Gebiete um granodioritische Pegmatitabkömmlinge handelt.

Amphibolite.

Amphibolgesteine treten selten und in geringer Mächtigkeit auf. Eine Trennung in Ortho- und Paragesteine konnte mit Sicherheit nicht durchgeführt werden. Die ursprüngliche Erstarrungsnatur ist nicht mehr erkennbar; es ist eine vollkommene Umwandlung in kristalline Schiefer eingetreten (ausgebildetes s). Vielfach sind sie mechanisch beansprucht, mit Spuren beginnender Diaphthorese. Unter ihnen finden sich folgende Typen: Gemeiner Amphibolit, am Raabknie südlich Hafning und südlich Anger; feinkörnig geschiefert, grau-grün gefärbt. U. d. M. überwiegend poikilitische Hornblende in s, mit 20° Auslöschungsschiefe, daneben etwas Plagioklas, Quarz, Meroxen, viel Rutil, Ilmenit und spärlich Titanit. Der grünlichgelbe Amphibolit von Anger führt weniger Quarz, teilweise chloritische Hornblende; sehr viel Epidol und Pyrit treten aus Erzgängen als Lösung ein und kristallisieren neu aus, wodurch der ursprüngliche Amphibolit sein ungewöhnliches Aussehen erhält.

Zoisitamphibolit südlich und nördlich Oberdorf a. d. Raab: Dunkelgrün, ebenspaltend, gebändert; Hauptgemengteil: Hornblende und Zoisit. Die Bänderung wird durch Lagen und Linsen, bestehend aus Plagioklas, Zoisit, Quarz, Epidot und ausgewalzten Granaten, hervorgerufen.

Plagioklasamphibolit, Edelschachen und westlich Anger. Hauptgemengteil: Hornblende mit 17 bis 20° Auslöschungsschiefe auf 010 und Albit. Weiters finden sich: viel Epidot, wenig Meroxen, Chlorit (Pennin), Rutil und viel Erz; starke Kalzitinfiltration, hohe mechanische Beanspruchung, diaphoritisch.

Marmore.

Unter den Marmoren finden sich feinkörnige bis grobkörnige Arten, die an den Kluft- und Schichtflächen Glimmerbestege

von Muskowit führen. Im Angergebiet sehen sie den halbkristallinen Schöckelkalken sowohl im Handstück als auch im Schliffbild täuschend ähnlich. Es handelt sich durchwegs um Kalzit-marmore, die nicht selten im Kontakt mit Pegmatit auftreten, wobei aber keine Neubildung von Kontaktmineralien beobachtet werden konnte. Nicht selten kommt es zu starken Verquetschungen und Vermengungen mit Pegmatiten. Sie sind als Marmore dynamometamorpher Natur aufzufassen.

In überwiegender Häufigkeit treten aber mineralreiche Marmore (Kalksilikatschiefer) auf, in deren Mineralbestand Kalksilikate in der Form von Plagioklas, Zoisit, Epidot, Hornblende und Granat eine Rolle spielen. Sie finden sich hauptsächlich im Kristallin des Raabtales und lassen sich nach Mineralassoziationen in zwei Gruppen gliedern:

a) Hornblende-zoisitführende Kalksilikatschiefer mit Kalzit, Quarz, Plagioklas, Zoisit, Meroxen mit Zirkon, Muskowit, Hornblende, Titanit, Turmalin, Pyrit und Hämatit.

b) Granatführende Kalksilikatschiefer mit Kalzit, Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Zoisit, Meroxen, Muskowit, Granat, Titanit, Epidot, Pyrit, Magnetit, Apatit und Rutil.

Diese Mineralkombinationen entsprechen der zweiten Tiefenstufe.

Schiefergneise.

Die Schiefergneise bilden einen großen Komplex des kristallinen Untergrundes und setzen sich aus mehreren Typen zusammen, die gesondert auszuscheiden eine Unmöglichkeit war, da sie untereinander stark verschuppt und oft ineinander übergehen.

1. Injizierte Schiefergneise sind in gewissem Sinne Mischgesteine von solchen sedimentärer und magmatischer Herkunft und aus ihnen setzt sich größtenteils der Schiefergneiszug von Anger zusammen.

I. H. flaserig-schieferig, rotbraun-graubraun getönt, mit Feldspatagen von verschiedener Anzahl und Größe. Mit freiem Auge lassen sich erkennen: Feldspat, Quarz, Meroxen, Muskowit und eventuell Granat; meist pegmatitisch durchädert. Im Dünnschliff sieht man noch Mikroklin, Disthenflatschen in Schuppenmuskowitströmen, untergeordnet noch Apatit, Turmalin, Rutil, Pyrit und Ilmenit. Wegen des großen Feldspatgehaltes können sie leicht für Orthogesteine gehalten werden. Eine an einem Schiefergneis (westlich Anger) durchgeführte Bauschanalyse ergab zufällig die Werte eines Granodiorites. Dagegen

spricht unbedingt der große Gehalt an dunklen Gemengteilen und die reichliche Pigmentierung. Die starke pegmatitische Durchänderung dieses Gesteines macht dies erklärlich.

SiO ₂	59,52	Si	57,3
TiO ₂	1,02	U	29,1
Al ₂ O ₃	17,04	L	13,6
Fe ₂ O ₃	2,01		
FeO	5,64	S	66,7
MgO	2,72		
CaO	2,25	a ₀	5,2
Na ₂ O	3,55	c ₀	1,8
K ₂ O	3,91	f ₀	3,0
P ₂ O ₅	0,08		
H ₂ O - 100°	0,10	an	2,6
H ₂ O + 100°	2,04	ab	4,3
Oxyd. Wert		or	3,1
	99,88	fe	4,5
Durchschnitt-Plagioklas:		mg	3,0
36% An		al	2,5

2. Schiefergneise aus der „Teigitschserie“. Unter dieser Gruppe sind alle Schiefergneise zusammengefaßt, die fast vollständig denen der Teigitschserie der Kor- und Stubalpe (Lit. 9) entsprechen. Ihre stärkste Verbreitung haben sie im Steinberg und Höhenkogel. Es sind meist aplitisch injizierte, flaserig, lagig gebaute Gesteine mit grau-violetten Farbtönen. Dünnschliffe zeigen typischen Lagenbau. Die charakteristischen Schüppchenmuskowitströme mit kleinen Disthenaggregaten, die häufig durch Schüppchenmuskowit vertreten sind, und Disthenflatschen, sowie die getrübten, meist mit Sillimanitnadeln durchspickten Plagioklase (Oligoklas) sind typische Merkmale, wie sie sich in den Hirschegger Gneisen der Teigitschserie vorfinden. Ein Schiefergneis, der im Steinbruch nördlich Oberdorf an der Raab abgebaut wird, ist nach Struktur, Textur und Mineralbestand mit Stainzer Plattengneis vergleichbar. Bei reicherer Sillimanitführung und Zurücktreten des Disthens rücken diese Gesteine mehr in die Nähe der Bundscheckgneise (Lit. 9, nördlich Oberdorf). Ein Unterschied gegenüber der Stub- und Koralpe besteht lediglich in einer bedeutend stärkeren, postkristallinen Kataklaste. Spannungserscheinungen an Quarz und Muskowit, Mörtelkranz an Plagioklasporphyroblasten, gebogener Muskowit und Meroxen sind recht häufig zu beobachten.

Schiefergneis vom Steinberg P. 603.

Si O ₂	65,25	Si	62,21
Ti O ₂	0,62	U	27,03
Al ₂ O ₃	17,94	L	10,76
Fe ₂ O ₃	1,64		
Fe O	4,17		
Mg O	1,59		
Ca O	1,17		
Na ₂ O	2,59		
K ₂ O	3,94		
P ₂ O ₅	—		
H ₂ O —	0,06		
H ₂ O +	1,25		
	100,22		

Nach den Bekeschen Projektionswerten fällt der Projektionspunkt im Si, U, L fast an die untere Grenze des Granodioritfeldes gegen das Feld der Tonigen Absätze, was durch die polymikte Natur des Gesteines erklärlich ist. Es ist ein pegmatitisch injizierter Paragneis.

3. Granatführende Schiefergneise. Feinkörnig, stark geschiefert, bläulichviolett getönt, mit folgender Mineralkombination: Quarz, Feldspat, Meroxen, Muskowit und viel Granat. Am Querbruch erkennt man den Wechsel von Quarz-Feldspatlagen mit Glimmerlagen; der Hauptbruch immer glimmerig. Granat bildet meist große Einsprenglinge; häufig kleine Feldspat-Augen. Meroxen überwiegt in der Regel Muskowit. Nur wo Meroxen spärlich (Waschbach Isoh. 549, Mortantsch P. 601, Weizberg) oder gar nicht vorhanden ist (Schwarzgraben Isoh. 540), tritt dafür Chlorit auf, was als ein diaphthoritisches Merkmal gelten kann. Übergänge von Meroxen in Chlorit konnten nirgends beobachtet werden. Das Überwiegen des Meroxens, reichliche Granatführung sowie die Strukturverhältnisse lassen einen Vergleich mit den Grössinggranatgneisen der Stubalpe zu (Lit. 9). Übereinstimmung zeigt sich auch an den Strukturtypen, die Heritsch an Schiefergneisen festgestellt hat (Lit. 9, p. 79). Typus II und IV konnten am häufigsten beobachtet werden. Die kräftige Durchbewegung erzeugte ein Gefüge, das im großen und ganzen gegeben ist durch die Stellung der Glimmer in s, durch ihre Scharung zu Lagen und auskeilenden Linsen, durch die oblonge Form der Quarz-Feldspatkörner und durch gestreckte Granaten. Die postkristalline Katakklase ist aber auch hier bedeutend stärker als in der Stubalpe. Sie gehören in die II. Tiefenstufe.

4. Glimmerreiche Schiefergneise sind eigentlich aplitisch injizierte Schiefergneise mit einem für diese ziemlich hohen Gehalt an Glimmermineralien.

5. Staurolithgneisdiaphthorite treten in einzelnen Linsen innerhalb des Schieferkomplexes (zum Beispiel in Harterberg, nördlich Raabmüller) auf und konnten

auf der Karte gesondert nicht ausgeschieden werden. Es sind mißfarbig gefärbte Gesteine mit schieferiger Struktur. Im Dünnschliff: Quarz, Feldspat (Plagioklas), in Schüppchenmuskowitströmen schwimmend sehr viel Staurolith, wenig Meroxen, Disthen und Chloritknäuel. Randlich chloritisierte Granaten zeigen durch schungitische Krümmel ein schönes si, das sich außerhalb der Granaten in ein se fortsetzt. In einem Handstück von Harterberg zeigen die pleochroitischen Staurolithporphyroblasten schöne Stauchfältelung als si (Diaphthorese unter Bewegung). Bei Raabmüller ist die Diaphthorese bedeutend weiter vorgeschritten. Ehemalige Staurolithe sind nur mehr in Gestalt von Pseudomorphosen von Glimmer und Quarz erkennbar. Die Staurolithgneisdiaphthorite sind am ehesten vergleichbar mit solchen der Stubalpe (Lit. 9, Schl. Nr. 205) und haben auch große Ähnlichkeit mit den Staurolithschiefern von Ehrenfels (Lith. 13). Nur ist hier die Diaphthorese weiter vorgeschritten und neben einer paradiaphthoritischen Bewegung haben sie noch eine postdiaphthoritische Durchbewegung mitgemacht.

Quarzite.

Quarzite sind in starker Verbreitung vorhanden. Überwiegend sind es Glimmerquarzite und Granatglimmerquarzite; außerdem noch Gneisquarzite (Mortantisch P. 601), Granatquarzite, Serizitquarzite westlich Anger) und Kohlenstoffquarzite (Glöblhof, südwestlich Anger), die in ihrer Ausbildung den Kohlenstoffquarziten vom Westende der Tauern entsprechen. (Lit. 15, p. 233). In der Ausbildungsweise dieser Gesteine zeigen sich zwischen Anger- und Raabtalgebiet bemerkenswerte Unterschiede.

Im Raabtalgebiet sind es dünnplattige bis dünnschieferige, meist lagig gebaute, häufig pegmatitisch injizierte Gesteine. (Siehe unten folgendes Analysenergebnis.) Sie führen Quarz, Glimmer und Granat als Hauptgemengteil, Feldspat als Übergemengteil. Diese Gesteine neigen stark zum Übergang zu Schiefergneisen, indem sie saure Feldspäte aufnehmen. So dürften die Schiefergneise, die der „Teigitschserie“ entsprechen, wohl von Quarziten abzuleiten sein. Diese Quarzite gehören in die zweite Tiefenstufe.

Bei Anger sind die Quarzite in der Regel bedeutend feinkörniger und führen als Übergemengteil nicht selten Epidot, Klinozoisit und Serizit, die für die oberste Tiefenstufe typomorph sind.

Aplitisch injizierter Glimmerquarzit vom Steinberg, östlich Weingarten.

Si O ₂	76,14	Si	73,24
Ti O ₂	0,57	U	15,43
Al ₂ O ₃	10,22	L	11,33
Fe ₂ O ₃	1,19		
Fe O	2,44		
Mg O	0,77		
Ca O	1,22	Durchschnitts.-	
Na ₂ O	3,56	Plagioklas:	
K ₂ O	2,43	16.2% An	
P ₂ O ₅	0,05	Albitoligoklas:	
H ₂ O -	0,27		
H ₂ O +	1,73		
	100,59		

Chloritoidschiefer.

In der Regel feinkörnige, reichlich pigmentierte Gesteine, die in den hangendsten Teilen des kristallinen Grundgebirges, sowohl im Raabtalgebiet als auch westlich von Anger, eine größere, geschlossene Verbreitung haben. Außerdem finden sie sich wiederholt als kleine Linsen im Glimmerquarzit eingeschuppt. Die Mineralgesellschaft (Quarz, Muskowit, Chloritoid, Granat, wenig Meroxen, Apatit und Turmalin) entspricht im allgemeinen der ersten Tiefenstufe. Nur die Chloritoidschiefer von der Ruine Waxenegg und Garrach zeichnen sich durch reichlichere Meroxenföhrung aus und entsprechen fast vollkommen den Chloritoidschiefern von Radegund und Gleinalpe (Lit. 1 und 2). Sie reichen jedenfalls in die obere Zone der zweiten Tiefenstufe hinab. Quarzreiche Typen, wie aus dem Pointnergraben, stellen einen Übergang zu den Quarziten dar.

Granatphyllite.

Als größere, geschlossene Masse treten sie hauptsächlich in den als „Schiefer der Mulde von Passail“ kartierten Gebieten (siehe Karte) auf. Doch finden sie sich auch als schmale Linsen und Lagen eingeschuppt in den Chloritoid- und Glimmerquarzitzen.

Es sind stark pigmentierte, graue oder mißfarbige, feinkörnige Gesteine. Das intensiv gefaltete Grundgewebe besteht aus feinschuppigem, serizitischem Glimmer und sehr wenig Quarz, in dem häufig „Granatporphyroblasten“ liegen. Im Dünnschliff zeigen sich noch: saurer Plagioklas, etwas Meroxen, primärer Chlorit, Turmalin, Zoisit, Apatit, Rutil, Pyrit und Magnetit. Sie gehören in die obere Tiefenstufe.

Allgemeiner Charakter der kristallinen Serie.

Stoffbestand. Das Grundgebirge wird in der Hauptmasse von Paragesteinen gebildet. Orthogesteine treten stark zurück und finden sich nur als schmale Lagen und kleine Linsen dem Schuppenbau eingeordnet. Auffallend ist die starke Pegmatisierung, die im allgemeinen nach SO und S zunimmt. Während im Gebiete der Raabklamm um Gutenberg die Pegmatite als langgestreckte, weithin verfolgbare Züge und als bis 50 m mächtig anschwellende Linsen auftreten, ist im Gebiete des Steinbergkogel und Weizberg die pegmatitische Durchäderung so dicht, daß fast jedes Handstück davon betroffen ist, und mächtigere Lagen, die auf einer Karte noch ausgeschieden werden konnten, seltener werden. Bei Anger finden sich Pegmatite nur in tektonisch tieferen Lagen. Zu den Orthogesteinen gehören fast sicher noch die feinkörnigen, massig bis geschieferten Amphibolite. Etwas unsicher ist die Stellung des Plagioklasamphibolites von Edelschachen. Alles übrige ist Sediment.

Mineralbestand. Der weitaus größte Teil des Grundgebirges ist charakterisiert durch Disthen, Sillimanit, Staurolith, Kalifeldspat, Oligoklas, Zoisit und Meroxen, welche Mineralien ihrem Charakter nach für die zweite und oberste Zone der dritten Tiefenstufe typomorph sind.

Für die Hangendserien von Anger und Garrach sind Albit, Klinozoisit, Chloritoid, Chlorit, Serizit und Epidot, als zur obersten Tiefenstufe gehörig, bezeichnend. Beide Mineralfazies gehen ineinander über und nach O und SO fortschreitend gelangt man zu Mineralkombinationen von immer höherer Bildungstemperatur.

Kristallisationsphasen.

Was die Durchbewegung der Gesteine betrifft, kann man an einzelnen Schliffstücken allerdings nur Spuren einer vorkristallinen Durchbewegung feststellen, und zwar in den Reliktstrukturen an Granat- und Staurolithporphyroblasten. Diese bezeugen, daß die vorkristalline Durchbewegung bereits ein in s durchbewegtes Schiefergebirge erfaßt haben muß.

Die Kristallisation, die dieser Durchbewegung folgt, betrifft so ziemlich alle Gesteine. Sie schafft Mineralkombinationen der unteren Tiefenstufe. Ihr verdankt die große Masse der Schiefergneise vom Steinberg ihren Habitus. Innerhalb dieser großen Kristallisationsphase erfolgt auch eine magmatische Injektionsphase, die unter intensiver Durchbewegung erfolgte und die stellenweise die Pegmatite

bis zu mikroskopischen Linsen ausgeblättert hat. Darauf ist auch die Gneisifizierung der Pegmatite zurückzuführen. Die Kristallisation überholt aber die Bewegung als posttektonische, kristalline Mobilisation. Es kommt dabei zur Ausbildung von Feldspatäugen in den Augengneisen, zur Aufbewahrung des alten „s“ in den Porphyroblasten als „si“, sowie zur weiteren Ausbildung von „s“.

Diese Durchbewegung + Kristallisation ist gleichzusetzen der Gleinalmkristallisation der Stub- und Gleinalpe (Lit. 9). Von dieser läßt sich eine jüngere Bewegung, die alle Gesteine betroffen hat, wohl abtrennen. Auf sie läßt sich der größte Teil der Schuppentektonik zurückführen. Das bereits ausgefaltete, alte Gebirge reagiert kataklastisch, stellenweise wird es bis zur vollständigen Mylonitisierung beansprucht. Dieses letztere ist besonders an den Überschiebungsbahnen (Grenze zwischen Paläozoikum und Altkristallin im Raabtal und Weizberg) deutlich zu beobachten. Diese Bewegung erfolgt größtenteils unter Diaphthorese, die sich auch wieder an den Überschiebungsbahnen besonders intensiv gestaltet. Diese Diaphthorese unter Bewegung entspricht auf der Stubalpe der Ammering-kristallisation.

Stellenweise tritt aber auch noch eine postdiaphthoritische, kataklastische Pressung als jüngste Bewegungserscheinung auf.

Wenn man die Störungs- und Kristallisationsphasen überblickt, so gibt es:

I. Vorkristalline Gebirgsbildung, Anlage des s-Gefüges, pegmatitische Injektionsphase unter Bewegung, nachtektonische Kristalloblastese = Gleinalmkristallisation.

II. Zweite Störungsphase mit Diaphthorese = Ammering-kristallisation.

III. Lokal beschränkte kataklastische Pressung.

B. Tektonik des Grundgebirges.

Das kristalline Grundgebirge erscheint am Süd-, Ost- und Nordrand des kartierten Gebietes und gliedert sich in drei tektonisch verschiedene Glieder, die sich auch petrographisch unterscheiden. Wie aus den Profilen 1—10 ersichtlich, ist die Tektonik des Kristallins die eines Schuppen- und Gleitbretterbaues.

1. Das Kristallin des Raabtales.

Diese Serie setzt sich zusammen in überwiegender Mehrheit aus reichlich pegmatisierten Schiefergneisen verschiedener Art

und Glimmerquarziten, dann aus Diaphthoriten, mineralreichen Marmoren in geringer Häufigkeit und einzelnen, kleinen Amphibolitlinsen.

Dieser ganze Komplex entspricht der Teigitschserie und streicht im oberen Raabtal in nordsüdlicher Richtung, bei Garrach in südwestlicher Richtung unter dem paläozoischen Deckgebirge heraus. Im Gebiete des Steinberg und Kogl dreht das Streichen auf NO bis NON um. Diesem Umschwenken der tektonischen Linien folgt auch die Raab, indem sie ihren Lauf zwischen Steinberg und Kogl auf kurze Strecke in W—O verlegt. Dasselbe Streichen im allgemeinen haben auch die kristallinen Inseln Hühnerberg, Weizberg und Kalvarienberg, die, dem petrographischen Bestand entsprechend, noch zur Raabtalserie hinzuzurechnen sind.

Bis auf wenige Ausnahmen herrscht in der Schiefergneiszone allgemein flaches Westfallen. Darüber legt sich bei äußerst flacher Lagerung die stark pegmatitisch injizierte Glimmerquarzitzone des Mortantsch und Waschberg, die im liegenden Teil mit Schiefergneisen, im hangenden Teil mit Granatphylliten und Almandin-Chloritoidschiefern verschuppt ist.

Im tief eingeschnittenen und gut aufgeschlossenem Raabtal bei Gutenberg liegt die Verschuppung der tieferliegenden Schiefergneise mit der höheren Glimmerquarzitzone ganz besonders klar zutage. Unter den sehr flach westwärts fallenden Gneisquarziten des Mortantsch B. P. 601 (siehe Profil 3) liegen granatführende Glimmerquarzite. Über den Plateaurand ins Raabtal hinabsteigend, trifft man einen 4—5 m mächtigen, felswandbildenden Pegmatitgneis, der stark kataklastisch zerbrochen und mit mylonitischen Schiefergneisfetzen verquetscht ist. Derselbe findet am gegenüberliegenden Hang des tief eingeschnittenen Raabtales mit zunehmender Mächtigkeit seine Fortsetzung. Im Liegenden folgen 20—30 m mächtige granatführende Schiefergneise; am gegenüberliegenden Hang sind sie bedeutend mächtiger, ostwärts zu keilen sie aus, da sie am Osthang des Mortantsch B nirgends zutage treten.

Auf Höhe 570 folgen, durch ein 2—3 m mächtiges Pegmatitgneisband getrennt, Glimmerquarzite, die wieder westwärts zu auskeilen; am gegenüberliegenden Hang fehlen sie bereits. Die Pegmatitgneise bilden mit den Glimmerquarziten im Streichen kleine Falten und scharfe Flexuren. Auf 550 m Höhe trifft man einen etwa 30 m mächtigen, stark turmalinhaltigen Pegmatitgneis. Darunter folgt ein glimmerreicher, blaßbläulicher, weißgebänderter Marmor, der etwa 300 m

nordöstlich P. 496 an einem Karrenweg besonders schön aufgeschlossen ist. Vom Hangenden ins Liegende folgen unter dem früher erwähnten Pegmatitgneis: 4 *m* granatführender Schiefergneis, 1—2 *m* Pegmatitgneis, $\frac{1}{4}$ *m* granatführender Schiefergneis, $\frac{1}{4}$ *m* Marmor, 1 *m* Pegmatitgneis, 1—2 *m* Marmor, dann injizierte Schiefergneise. Alles streicht im allgemeinen nordsüdlich, fällt sehr flach (10—20°) westwärts ein und zeigt starke Verbiegungen und hübsche Faltenbilder im Streichen. Der Marmor ist mit Pegmatitgneis und Schiefergneis stellenweise stark verquetscht.

Auch auf dem Südhang des Stein B. tritt der Schuppenbau des Kristallin der Raabtalserie klar hervor. Längst eines Fußsteiges, der vom Raabtal östlich des P. 429 auf den Stein B. führt (Profil 5), konnte vom Liegenden ins Hangende folgende Gesteinsfolge festgestellt werden: Schiefergneis — total zerdrückter Pegmatitgneis — Granodiositgneis (20—30 *m*) — darüber wieder Schiefergneis. Auf 500 *m* Höhe trifft man in sehr flacher Lagerung (5—10° NW) mehrere Marmorbänder, die mit Pegmatitgneisen wechsellagern, und zwar: 2 *m* grobkörnig bräunlicher Marmor — darüber 5 *m* Pegmatitgneismylonit — 5 *m* Marmor mit Pegmatitgneis stark verquetscht — 3 *m* stark geschieferter Pegmatitgneis — 1½ *m* weißer Marmor — 3—4 *m* Granatglimmerquarzit. Dieses ganze Gesteinspaket tritt am Hang in kleinen Wänden und Felsbildungen deutlich hervor, wobei die Marmore mit den Pegmatitgneisen hübsche Faltenbilder zeigen. In dem darüberliegenden Schiefergneis schaltet sich eine wenig mächtige Gneisquarzit- und Granodioritgneislage ein, am Plateaurand ein etwa 10—20° fallendes Pegmatitgneisband.

Die Schiefergneise zeigen überall die für das ostalpine Kristallin typische Scheiter- und Blockstruktur. Die sehr flache Lagerung wird nur selten durch eine steilere Aufrichtung unterbrochen, wie zum Beispiel am Nordwesthang des Stein B. (Profil 5) oder auf dem Höhenkogel (Profil 4), wo sie 70—80° südfallend den Nordflügel einer kleinen Mulde bilden, die südwärts wieder von einer sanften Antiklinale abgelöst wird und die vom Kogl in ONO in den Raiberg hinein sich fortsetzt.

Sehr unruhige Lagerungsverhältnisse zeigen sich im nördlichen Teil des Raabtales bei Raabmüller (Profil 1), am Hühnerberg und Weizberg. Hier ändert sich das Streichen schon auf kurzem Raume äußerst stark. Dies und die Beschaffenheit der Gesteine (Mylonite und Diaphthorite) sind gewissermaßen postume Zeugen einer Bewegungsbahn. 150 *m* nördlich des Profilschnittes 1 legt sich auch die mächtige Schöckelkalkdecke diskordant über das Kristallin.

2. Das Kristallin von Anger.

Das Kristallin von Anger bildet den östlichen Teil des Grundgebirgssockels und setzt sich zusammen aus feldspatreichen Schiefergneisen, feinkörnigen Glimmerquarziten, die für diese Zone besonders charakteristisch sind, aus Chloritoidschiefern und ist besonders gekennzeichnet durch eine reichliche Marmorführung und verhältnismäßig geringe Pegmatitisierung, die sich auch nur auf die tektonisch untersten Lagen beschränkt, während sie in den oberen Glimmerquarziten vollständig fehlen. Der liegende Teil dieser Serie wird von einer Schiefergneiszone gebildet, in der einige Pegmatit- und Amphibolitbänder sowie Staurolithgneisdiaphthorit- und mineralreiche Marmorlinsen eingeschuppt sind. Darüber liegt eine Zone mit den typischen Glimmerquarziten und den langen Marmorzügen. Dann folgt darüber eine schmale Zone Amphibolgesteine, die mit Glimmerquarzit und Kalksilikalkschiefer stark verfaltet sind. Heritsch bezeichnet sie als Hornblende-Mischungszone des Anger-Kristallins (Lit. 10). Diese bleibt aber nur auf den oberen Pointnergraben beschränkt und scheint im weiteren Verlauf des Anger-Kristallin nach S. zu fehlen.

Als oberstes Glied folgen nun wieder Glimmerquarzite, Chloritoidschiefer und Granatphyllite — aber ohne Hornblende-gesteine.

Nach dem Bestand kann diese ganze Serie mit der Almhausserie der Stubalpe in Parallele gestellt werden (Lit. 9).

Rasch auskeilende Gesteinsblätter und Linsen bilden einen ausgesprochenen Schuppenbau. Nur die Marmore lassen sich auf längere Strecken zusammenhängend verfolgen.

Die ganze Serie streicht, von einigen Streichungsknickungen abgesehen, nordsüdlich und dreht südwärts zu, bevor sie unter die tertiäre Bedeckung verschwindet, in NNO—SSW um und zeigt konstantes westliches Hauptfallen, in den tieferen Lagen steiler, im Hangenden etwas flacher.

Die Stellung des Anger-Kristallins zum Raabtalkristallin ist leider infolge tertiärer Verhüllung nicht klar ersichtlich. Verfolgt man jedoch die Raabtalserie in ihrem bogenförmigen Streichen nach NO, so gelangt man über die Gneisinsel des Weizberg unter die paläozoische Bedeckung hinein in das tektonisch Hangende des Anger-Kristallins. Das tieferstufige Raabtalkristallin liegt also tektonisch über dem Anger-Kristallin. Das entspricht auch vollkommen der Stellung der Teigitschserie zur Almhausserie.

Geht man von Anger ostwärts über die Feistritz, so gelangt man direkt in den westwärts einfallenden Gneiszug des Rabenwaldes (= Grobgneissserie Heritsch, Lit. 10). Das ganze Kristallin von Anger erscheint als eine kompakte Schubmasse über der Grobgneissserie. Der Schubkontakt ist allerdings durch Aluvionen des breiten Feistritztales verhüllt. Aber bereits bei Steg und Koglhof (außerhalb des Kartenbereiches) sieht man die typisch hellen Gneise des Rabenwaldes und deren diaphthoritischen Abkömmlinge unter die Glimmerquarzite und Kalksilikatschiefer des Anger-Kristallins untertauchen.

Die Schiefer der Mulde von Passail.

Über dem Kristallin von Anger liegt noch ein drittes tektonisches Element, das am Osthang des Hohen Zetz und bei Gschnaid (Profile 6—9) die kristalline Unterlage des Paläozoikums bildet.

Die Glimmerquarzite des Anger-Kristallins fallen auf dem Rücken nördlich des Pointnergrabens (Profil 6) unter 45° gegen W. Diese werden auf Höhe 870 m von phyllitisch schwarzen Chloritoidschiefern überlagert, die auffallenderweise von N 80° W—SO 50° SW streichen. Diese Chloritoidschiefer sind die tiefste Bildung der ganzen phyllitischen Serie und haben die gleiche Ausbildung wie die Chloritoidschiefer des Passailer Beckens. Über diese liegen auch hellere Chloritoidschiefer. Sie führen auch Karbonatlagen, die besonders beim Gehöft Grabenkarl (Profil 6) in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen sind und südlich davon rasch auskeilen. Diese Kalke sind mißfarbig getönt, vielfach durchzogen von serizitischen und schungitischen Schlieren, meist plattig brechend und stellenweise stark gefältelt, wobei die Faltungsrichtung die der Gefällsrichtung ist. In ihrem gesamten Habitus weichen sie von den paläozoischen Kalken stark ab.

Bei Gschnaid (Profil 9) bildet die kristalline Unterlage eine Bucht, die hauptsächlich von Granatphylliten, Chloritoidschiefern mit eingestreuten Quarz- und Karbonatlagen, Serizitschiefern und vereinzelt Grünschieferlagen gebildet wird.

Sie streichen hauptsächlich O—W mit einem Einfallen, das um die saigere Stellung herum nach N und S wechselt.

Dieses erststufige Kristallin von Gschnaid und am Osthang des Zetz hat das Streichen der Schiefer des Semriach-Passailer Beckens, das weiter östlich in Nordwest- bis Südostrichtung umdreht und hat zum Hochkristallin von Anger keine direkte Beziehung. Schon die auffallende Diskordanz bei Grabenkarl weist darauf hin, daß das Kristallin von Anger durch einen scharfen Schnitt von den Phylliten getrennt ist.

Es scheint daher die Annahme berechtigt, daß diese Phyllite eine eigene Schumasse darstellen, die ihrerseits wieder die kristalline Unterlage des nördlichen und nordöstlichen Teiles der paläozoischen Decke bilden.

II. Abschnitt.

Das Paläozoische Deckgebirge.

Der größte Teil des Berglandes von Weiz wird von paläozoischen Schichten gebildet, die das Grundgebirge diskordant überlagern. Sie bedecken zwischen Raab und Feistritz ein Areal von etwa 68 Geviertkilometer.

I. Stratigraphisch-petrographischer Teil.

Eine stratigraphische Gliederung der paläozoischen Serie nördlich von Weiz wird durch den Mangel an Fossilien erschwert und kann nur auf Grund petrographischer Vergleiche durchgeführt werden. Für die Stratigraphie des Grazer Paläozoikums war bisher die Gliederung Clars mit einigen Einschränkungen maßgebend (Lit. 4, 6, III, p. 369). Vacek hat auf seiner Manuskriptkarte („Joanneum“, Graz) die nachstehende übereinanderliegende Schichtserie ausgeschrieben (Lit. 17):

Obersilur	{	1. Grenzphyllit,	{	Graphitische Kalkschiefer (Clars Semriacher Sch.) Bytotrephisschiefer.
E		2. Schöckelkalk,		
Unterdevon	{	3. Kalkschieferstufe,	{	
		4. Quarzit-Dolomitstufe,		
		5. Ossekalk auf dem Stroß- und Hirschkogel.		

Bei der Kartierung hat es sich aber gezeigt, daß die Auscheidungsfolge in Bezug auf 3, 4 und 5 mit den tatsächlichen Lagerungsverhältnissen in starkem Widerspruch steht. In der Muldenserie über dem Schöckelkalk hat man keine normale Sedimentationsfolge vor sich, sondern ein tektonisch zusammengewürfeltes Schuppensystem, in dem keine Regelmäßigkeit zu ersehen ist.

1. Grenzzone der Schöckelkalkdecke.

Das sind basale Schieferlagen des Schöckelkalkes von etwa 20—40 m Mächtigkeit. Am besten aufgeschlossen zeigen sie sich am Osthang des Raab B. westlich Reiterhof (Profil 10).

Die kristalline Angerserie fällt mit ihren Glimmerquarziten und Granatphylliten unter 15° westlich ein. Darüber folgen in einer Mächtigkeit von 40 m und bei 30° Südwestfallen: Serizitphyllit, reine, ausgewalzte Quarzite, weiße, dünn geschieferte Kalke mit phyllitischen Häuten, dunkle Phyllite mit Quarzknuern, sandig-weißer Kalk, sandig-gelbe, serizitische Kalke, rauchwackig-mylonitischer Kalk, hierauf folgen lichtgebänderte Schöckelkalkke.

Beim Kreuzwirt am Nordausgang der Weizklamm sieht man an der Schöckelkalkbasis ähnliche Verhältnisse (Profil 16): ein steilgestelltes Schuppenpaket ausgewalzter Phyllite, Quarzite, Sandsteine, sandiger und rauchwackig-breciöser Kalke in starkem Wechsel, in dem aber kein Glied der kristallinen Schieferserie zu finden ist. In petrographischer Hinsicht sind die Schichtglieder der Grenzzone vollständig gleich den Sedimenten über dem Schöckelkalk.

Diese Grenzzone ist mit dem „Grenzphyllit“ Clars nicht zu identifizieren, der nach Vacek (Lit. 17) ein „dunkler, graphischer, stellenweise ockiger, von Kiesellagen durchsetzter Tonschiefer (2–5 m)“ ist und an der Südseite der Schöckelkalkdecke fehlt. Die Grenzzone umfaßt die ausgewalzten Sedimente eines Bewegungshorizontes, die an der Südseite der Schöckelkalkdecke einen mehr mylonitisch brecciösen, an der Nord- und Ostgrenze aber einen phyllitischen Habitus besitzen.

2. Schöckelkalk.

Über der Grenzzone folgt normal und des öfteren durch Übergänge vermittelt, der massige, halbkristallin metamorphe Schöckelkalk. Fossilien konnten bisher mit Ausnahme einiger fraglichen Korallenreste und unbestimmbarer Krinoidenstielglieder im Aufnahmegebiet nicht gefunden werden. Durch Schwiner (Lit. 16) erfuhr die stratigraphische Stellung des Schöckelkalkes eine Umdeutung. Der bisher unter Silur E gehende Schöckelkalk wurde infolge Parallelisierung mit den Bänderkalken der Karnischen Alpen den Barrandeisschichten (oberstes Unterdevon) gleichgestellt und ist als tektonische Fazies des Korallenkalkes zu betrachten.

3. Schiefer der Muldenserie.

Diese ist ein Wechsel von Phylliten, Kalkschiefern, reinen Kalken, Dolomiten, Quarziten und Sandsteinen.

a) Chloritoidphyllite.

In großer Mächtigkeit treten am Westhang des Stroß und im Gebiete des Schwarzwaldes (Profil 11–14) Phyllite

auf. Es sind größtenteils fein gefältete, stark graphitisch dunkle, oder auch serizitisch seidenglänzende Chloritoidphyllite, in deren Gesellschaft aber auch häufig dunkle Phyllite, Kalkphyllite und etwas seltener karbonatreiche Grünschiefer mit dunkelgrünen Flecken sich finden.

An den Chloritoidphylliten sind schon makroskopisch die Chloritoidporphyroblasten zu erkennen, die vollkommen mit den von Machatschki (Lit. 11) beschriebenen Chloritoiden der Platte übereinstimmen. Ein heller, feinblättriger Chloritoidphyllit mit gleichmäßig verteilten, 1 mm großen, dunkelgrünen Chloritoiden aus der Gegend nordöstlich Naas stimmt im Handstück und Schliff überein mit den Chloritoidphylliten aus dem Palental und aus dem Val Meldels.

Von den Chloritoidschiefern der kristallinen Unterlage unterscheiden sie sich durch das Fehlen der Meroxene und Granaten, und durch eine mehr serizitisch-phyllitische Ausbildung.

Nach Clar sind es die „Semriacher Schiefer“. Die Parallele mit diesen ist aber schon seit langem fraglich geworden und Heritsch hat sie in der neuesten Karte von Graz (1922) als „obere Schiefer“ bezeichnet.

Schwinner nennt sie Taschenschiefer (Lit. 16) und versucht, sie von den Schiefern der kristallinen Unterlage abzuleiten. Dies scheint mir — wenigstens was die Verhältnisse am Nordrand des Paläozoikums von Weiz betrifft — nicht zutreffend zu sein. Die oberen Schiefer der Muldenserie gleichen vollkommen den Schiefern der Basiszone des Schöckelkalkes (Grenzzone) und diese sind ja am Nordrand zwischen Arzberg und Eibisberg mit den Schiefern des Passailer Beckens tektonisch verknüpft. Im Felde war ich nie im Zweifel, ob es sich um Schiefer der Basiszone oder um Schiefer des Passailer Beckens handelt. Der kristalline Habitus der letzteren ist unverkennbar; sie führen makroskopisch Granaten, mikroskopisch Biotit und außerdem reichlich Chlorit, der in den oberen Schiefern fast vollständig fehlt.

Infolge der petrographischen Übereinstimmung der oberen Schiefer mit den Schiefern der Grenzzone halte ich es für zulässig, die Schiefer der Grenzzone als Schichtglieder der paläozoischen Serie aufzufassen. Die ganze Grenzzone ist als ein ausgewalzter Rest der unterdevonischen Schieferentwicklung anzusehen.

b) Kalkschiefer.

Dünnpaltige, oft serizitische, teils dunkel graphitische, teils dunkelblaue, ziemlich kristalline Kalke (Krinoiden führend), ferner flaserige Kalke und tonige Kalkschiefer, wie sie

in der Kalkschieferstufe des Hochlantsch sich vorfinden. Im allgemeinen liegen sie über den Chloritoidphylliten, sind aber häufig diesen auch eingeschuppt, hie und da auch direkt mit allmählichen Übergängen den Schöckelkalk überlagernd (Profil 13).

c) Sandstein-Dolomitstufe.

Sandsteine in typischer Entwicklung, wie am Plabutsch, serizitische und geschieferte Quarzite, lichtbläuliche bis helle Dolomite, sowie einzelne Grünschieferbänder sind jedenfalls der Sandstein-Dolomitstufe zuzurechnen. Stratigraphisch höhere Glieder als die erwähnten (zum Beispiel Korallenkalk) scheinen zu fehlen.

II. Tektonik des paläozoischen Deckgebirges.

Das paläozoische Deckgebirge überlagert diskordant das kristalline Grundgebirge und ist von diesem durch eine Schubfläche getrennt. Die Bildungen an der Basis des Schöckelkalkes, sowie im unterlagerndem Kristallin (Mylonite und Diaphthorite am Weizberg und im Raabtal) sind zweifellos Zeugen einer Deckenbahn.

Die Stellung des Schöckelkalkes zu den Schieferen der Passailermulde ist bei Eibisberg noch eine deutlich diskordante Überlagerung. Bei Gscheid wird der Schöckelkalk durch die Schiefer des Passailer Beckens überwältigt. Die steile Anpressung mit teilweiser Überkippung des Schöckelkalkes an die kristalline Schieferserie ist im Profil 16 besonders gut zu sehen. Diese Verhältnisse lassen sich bis Haufenreith verfolgen (Profil 11). Von hier bis Arzberg herrscht wieder klare Überlagerung durch die Schöckelkalke.

Die Schiefer der Grenzzone und die darüberliegenden mächtigen Schöckelkalke bilden ein tektonisches Stockwerk, das als Schubmasse an einer von S nach N ansteigenden Scherfläche bewegt wurde. Die Auflagerungspunkte der Schöckelkalkmasse liegen am Nordrand durchwegs höher als am Südrand. Bei dieser Bewegung haben sich die heterogenen Bestandteile der Schubmasse verschieden verhalten. Die Schiefer an der Basis der Schöckelkalkmasse wurden ausgeschmiert. Der Schöckelkalk bildet eine in sich geschlossene Mulde, in der die oberen Schiefer der Muldenserie eingeschuppt sind. Diese gehören stratigraphisch tieferen Zonen an als der Schöckelkalk (= Barrandei). Die Auflagerung dieser Schiefer über den stratigraphisch Jüngerem kann daher nur tektonisch bedingt sein. Dafür spricht die ausgesprochene Schuppenstruktur der oberen Schiefer, die starke Verfältelung und Zerknitterung der Phyllite und der dem Schöckelkalk direkt auflagernden Kalkschiefer,

sowie die Quarzite und brecciösen Bildungen am Süd- und Westrand der Mulde.

Die oberen Schiefer bilden mit dem Korallenkalk, der im Aufnahmegebiet fehlt, das zweite Stockwerk, das auf das erste hinaufgeschoben erscheint.

Während die Schöckelkalke am Südrand gering mächtig sind, türmen sie sich in der Weizklamm zu einer steilen Antiklinale auf, die mit steil fallenden Schenkeln ONO einerseits in den Patscha B., anderseits über die Sattelberge in die Raabklamm streicht. Eine weitere nordsüdlichstreichende Aufwölbung erscheint im Raas B.

In der Schiefermulde herrscht im allgemeinen Nordsüdstreichen, das am Nordrand derselben in NO umdreht. Diese zwei Streichungsrichtungen lassen sich als Folge zweier verschiedener Bewegungen erklären: eine Süd- und eine Ostwestbewegung, die aber zeitlich verschieden erfolgt sein müssen. Welche von beiden die ältere ist, läßt sich nicht entscheiden. Für die Bewegungskomponente in westlicher Richtung spricht in erster Linie der bei Anger in das Kristallin eingeschuppte Schöckelkalkklappen (Profil 8), ferner das scharfe Einschwenken der nordsüdlich verlaufenden Streichungsrichtungen am Nord- und Südrand der Mulde sowie die kleinen nordsüdlichgehenden Aufwölbungen am Osthang des Stroß (Profil 13, 14). Für eine Südwestbewegung hingegen spricht die tektonische Anschoppung des Schöckelkalkes am Nordrand und dessen steile Anpressung an die Schiefer der Passailer Mulde.

Das paläozoische Deckgebirge erscheint durch eine sekundäre Abscherungsfläche in zwei tektonische Stockwerke gegliedert:

2. Stockwerk: Obere Schiefer der Muldenserie = unteres Unterdevon.
1. Stockwerk: Schöckelkalk = oberes Unterdevon.
Schiefer der Grenzzone = unteres Unterdevon.

III. Abschnitt.

Tertiäre Ablagerungen von Weiz.

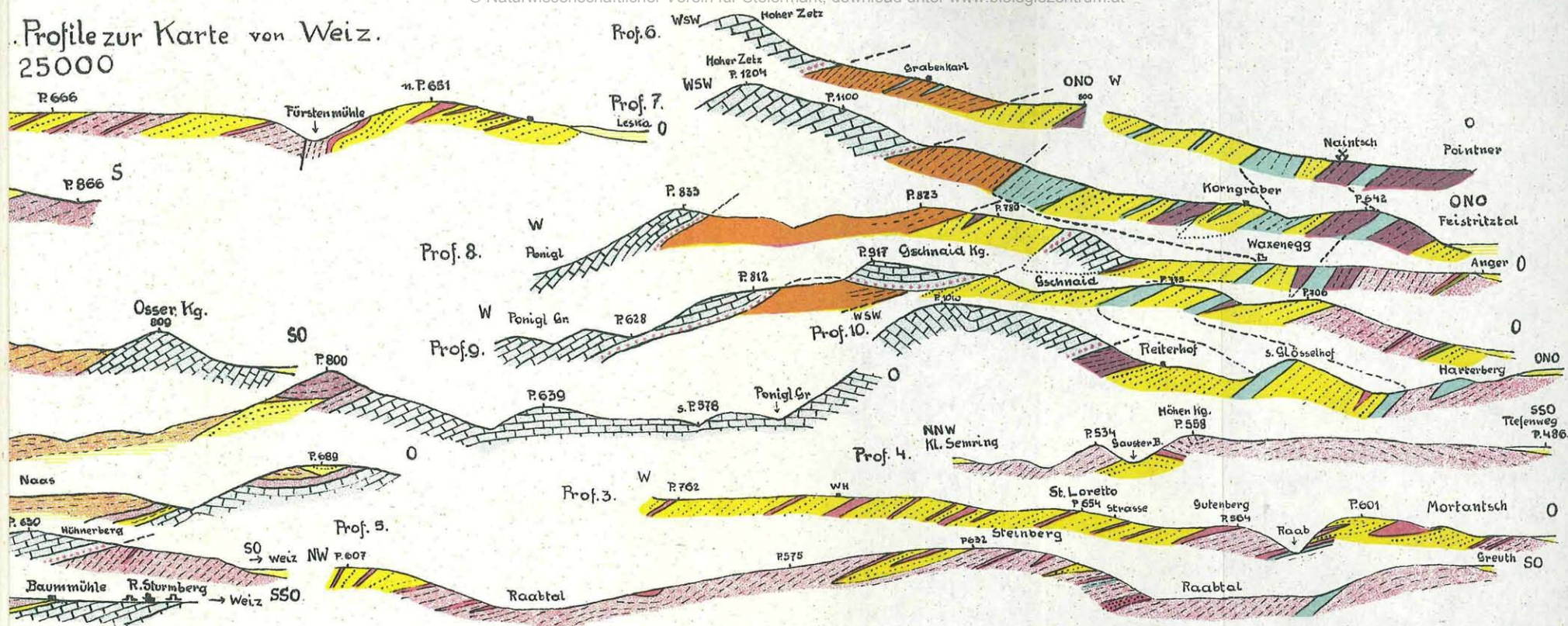
Der Südrand des Berglandes von Weiz wird von tertiären Ablagerungen begleitet. Unter miozäne Süßwasserschichten finden sich nur westlich des Steinberges. Sarmatische Schichten sind dagegen weit verbreitet. Ihre Kohlenflötze werden auch abgebaut (Ratmannsdorf, Oberdorf: Lit. 5). Pflanzenführende, sarmatische Tegel südlich Büchl zeigen flach südwärtsfallende Aufrichtung. Die südwärtsstreichenden Rücken von Göttelsberg, Wegscheide und südlich Peesen bestehen größtenteils aus Ablagerungen der pontischen

Stufe. Bemerkenswert sind noch Grobschuttbildungen südlich Droh bei Anger, die jedenfalls mit dem von Heritsch festgestellten Sinnersdorfer Konglomerat (Lit. 10) verglichen werden können.

Geologisches Institut der Universität Graz, Juni 1927.

Literaturverzeichnis.

1. Angel Fr., Petrographisch-geol. Studien im Gebiete der Gleinalpe. Jb. d. Geol. Bund.-Anst., Wien 1923.
2. — Gesteine der Steiermark, Naturw. Ver. f. Steiermark, 1924.
3. — und Heritsch Fr., Beiträge zur Petrographie und Geologie der Stubalpe. Jb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1919.
4. Clar C., Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1874.
5. Granigg B., Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuß der Alpen. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1910.
6. Heritsch Fr., Untersuchung zur Geologie des Paläozoikums von Graz, aus den Denkschriften d. Wiener Akademie, IV. Teil, 1917.
7. — Geologie der Steiermark, Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1921.
8. — Amphibolgesteine der Stubalpe, Koralpe und Seetaler Alpen. Zentralbl. f. Min. usw., 1922, Nr. 22.
9. — Die Gliederung des Altkristallins der Stubalpe. Neues Jb. f. Min. usw., Bb. 51.
10. — Das tektonische Fenster von Fischbach. Aus d. Denkschriften d. Wiener Akademie, 1927.
11. Machatschki T., Steirische Chloritoidschiefer. Geol. Archiv, Bd. II, 1923.
12. Mohr H., Stratigraphie u. Tektonik des Grazer Paläozoikums im Lichte neuer Forschungen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 1914, Bd. VII.
13. Peters, Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1868.
14. Purkert R., Geologie des Kulmgebietes. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1927.
15. Sander B., Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1912.
16. Schwinner R., Das Bergland nordöstl. v. Graz. Denkschriften d. Akademie, Wien 1926.
17. Vacek M., Die kristalline Umrandung des Grazer Beckens. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1890.
18. — Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1906.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark](#)

Jahr/Year: 1927

Band/Volume: [63](#)

Autor(en)/Author(s): Clar Eberhard Dietrich

Artikel/Article: [Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. 72-110](#)