

- TURNER A.: Lagerstättenaufnahme 1950. — Verh. Geol. B. A. 1950/51, Heft 2.
 — Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. — Jb. Geol. B. A. 97/1955,
 pag. 203—251.
- TOLLMANN A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-
 alpinen Mesozoikums. — Mitt. Geol. und Bergb. Stud. Wien 1959, pag. 4—61.
- TRONKO W.: Zur Frage der mechanisch-technischen Prüfung von Gesteinen im Zusammenhang
 mit ihrem Gefüge. Unveröff. Diss. Graz 1952.
- WEISS E. H.: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle. — Joanneum, Min. Mitt. Bl., Graz 2/1958,
 pag. 69—109.
- WIESENER H.: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Rottenmanner und Sölker Tauern.
 — Tscherm. Min. Petr. Mitt. 1939, pag. 273—291.
 — Aufnahmebericht über Blatt Gröbming—St. Nikolai. — Verh. Geol. B. A. 1939, pag. 96.

Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann/Stmk.

VON HEINZ BACHMANN, Graz

(Beitrag 1 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Ergebnisse der Dissertation H. BACHMANN 1964 und stellt diese in gekürzter Form dar. Die Umgrenzung des Arbeitsgebietes dieser Abhandlung deckt sich nicht mit dem der Dissertation, die nach morphologischen und arbeitstechnischen Gesichtspunkten gezogen wurden. Hier sind die Grenzen zum leichteren Verständnis nach geologischen Einheiten gezogen. Es sind Ergebnisse der jüngsten Exkursionen und Begehungen von K. METZ und Erfahrungen von G. GAMERITH 1964 (pag. 82) mitverwertet worden, um zu einer einheitlichen Beschreibung und Deutung der geologischen Verhältnisse zu kommen.

Die Bauglieder und ihre Verbreitung im Raum von Oppenberg

1. Ortho- und Paragesteine des Bösensteinkristallins:

Beschreibung der Vorkommen aus dem westlichen Teil des Bösensteinmassivs (Steiner Mandl), Schüttkogelzug und der Gneise an der Basis des Hochgrößen-serpentins mit ihren Ausläufern, die bis in den Mitteregg-Graben reichen.

2. Gesteine der Grauwackenzone:

Wegen der engen Verknüpfung der Rannachserie mit den Gesteinen der Grauwackenzone erfolgt die Beschreibung dieser Serie und ihrer Lage am N-Rand des Bösensteinmassivs (SE und S von Rottenmann), im Schüttkogelzug und ihrer Ausläufer, die bis in den Mitteregg-Graben ziehen, in diesem Kapitel. Es folgt die Besprechung von Grünschiefern, die der eigentlichen Grauwackenzone angehören und bei Oppenberg aufgeschlossen sind.

3. Gneis-Amphibolit des Hochgrößen-Reiteralmzuges:

Beschreibung eines Gesteinszuges von dessen Existenz wenig und von dessen Bedeutung als Gleinalmäquivalent praktisch nichts bekannt war.

4. Ultrabasite:

Umfassen Serpentin und seine Begleitgesteine.

Anschließend an die in dieser Reihenfolge besprochenen Bauglieder folgt eine Beschreibung und Deutung der Tektonik. Die Tektonik ist in diesem Gebiet von besonderer Bedeutung durch das Zusammentreffen aller Großeinheiten des nordsteirischen Kristallins und der Grauwackenzone. Die tektonische Einschaltung von Rannachserie als permo-skythisches Glied sowie karbonatischer Gesteine von wahrscheinlich mesozoischem Alter zwischen den tektonischen Einheiten erlaubt deren scharfe Abgrenzung und läßt das alpidische Baugeschehen gut erkennen.

II. Die Gesteine und ihre Petrographie

1. Die Ortho- und Paragesteine des Bösensteinkristallins

Es lassen sich aus dieser Gesteinsgruppe 7 Typen ausscheiden. Die unter a—c besprochenen Gesteine sind vorwiegend als Gesteine mit Orthomineralbestand aufzufassen.

a) Granitvorkommen von der Art des Bösensteinkerns im Schüttkogelzug und östlich davon:

Im E-Abfall des Schüttkogelzuges wurden 2 Vorkommen aufgefunden. Der eine Fundpunkt erstreckt sich vom Ausgang des Geyerkares im Strechaugraben bis fast 2 km nach S. Dieser Granitstock ragt bis etwa 350 m über dem Talboden des Strechaugrabens auf. Der andere Fundpunkt ist eine geringmächtige Linse, die vom Talboden des Strechaugrabens bis auf eine Höhe von 1600 m gegen P 1664 zieht. Ähnliche Gesteine sind mir aus den Schutthalden, die vom Seitenstallkamm östlich des Tales stammen, bekannt. Das Gestein ist sehr einheitlich ausgebildet. Es ist ein weißer bis hellgrauer, meist glimmerarmer, mittelkörniger Granit. Manchmal herrscht Muskovit vor, wie z. B. in der Linse von P 1664, meist aber Biotit. Chlorit ist selten. Die Hauptmasse des Mineralbestandes stellen Quarz und Feldspat. Ein s oder ein lineares Gefüge ist nirgends zu erkennen. Im Handstück ist kaum eine Beanspruchung zu bemerken, während der Dünnschliff eine deutliche Kataklase zeigt. Nur eine 5—10 m mächtige Zone an der Lagerungsfläche gegen das Hangende ist intensiv zerschert.

Mineralbestand: Quarz: 20 V% — Plagioklas: 35 V% (8% An) — Mikroklin: 35 V% — Biotit oder Muskovit: 10 V%.

Die Ausbildung der Feldspäte ist für die Seckauer Kristallisation sehr charakteristisch. Feldspatgenerationen sind angedeutet, wahrscheinlich wegen ungünstiger Handstücke nicht gut ausgeprägt. Die im folgenden Kapitel beschriebenen Flasergneise, die eng mit den Graniten verwandt sind, zeigen eine klare Generationenbildung.

b) Flasergneis

Ein im Mineralbestand dem Granit sehr ähnliches Gestein, das sich jedoch texturell durch ein deutliches s von ihm klar unterscheidet, liegt in zwei Fundpunkten vor. Bei E. KITTL in F. ANGEL 1924 : 63 und in der Dissertation H. HELFRICH, Graz 1953 : 28—42 wurden texturell und im Mineralbestand sehr ähnliche Gesteine als Flasergneis bezeichnet.

Beim Vergleich mit Schliffen von H. HELFRICH 1953 zeigt sich, daß der Mineralbestand, abgesehen von der Biotitführung, gleich ist. Biotit ist in den von mir aufgefundenen Gesteinen seltener, auch fehlen die reichen Einschlüsse in den Biotiten und der Sagenit. Doch ist die Umwandlung zu Chlorit beiden

Schliffbildern gemeinsam. Die Muskovitführung ist größer und ruft den Eindruck der Flaserung hervor, wie ihn H. HELFRICH 1953 beschrieben hat. Die Durchbewegung erfolgte postkristallin, bezogen auf die Hauptkristallisation und hat die eigenartige Textur geschaffen.

Die beiden Vorkommen sind als Linsen ausgebildet. Der eine Fundpunkt ist zwischen 1600 und 1700 m Höhe ober der Jagdhütte im Stillbachgraben nur sehr schlecht aufgeschlossen, der andere zieht vom Geyerkarausgang einige hundert Meter nach NE und verschwindet im Schutt des Strechaugrabens. Das Gestein ist etwas dunkler als der Granit. Durch eine stärkere Glimmerführung (mehr Muskovit als Biotit) und durch den Chlorit ist die Färbung hell- bis mittelgrüngrau. Die Glimmer und der Chlorit umfließen Augen von Quarz und Feldspäten. Daher der Name des Gesteins, den ich von H. HELFRICH 1953 übernommen habe.

Mineralbestand des Flasergneises: Quarz: 20 V% — Plagioklas: 15—20 V% (An 10%) — Mikroklin: 40—50 V% — Muskovit: 5—10 V% — Biotit: 0 bis 2,5 V% — Chlorit: 2,5—5 V% — Granat: 0—2 V% — Rest: Feinkornepidot, Klinozoisit, Titanit, Pennin und Opakes.

In den Dünnschliffen sind ausgezeichnet die für die Seckauer Kristallisation so typischen Feldspatgenerationen zu unterscheiden. Es sind je zwei Plagioklas- und Mikroklingenerationen erkennbar. Folgende zeitliche Abfolge von älter nach jünger ist dabei festzustellen. 1. Plagioklas, 2. Mikroklin, 3. Plagioklas und Mikroklin.

c) Orthitgneis vom Engelberger-Brantsberg

Ich stütze mich bei der Behandlung dieses Gesteins vorwiegend auf die Ergebnisse der Bearbeitung von H. GAMERITH, Graz 1964. Das Vorkommen zieht, beginnend S vom Bauer Engelberger bei Oppenberg, immer mächtiger werdend nach W über den Brantsberg bis in den Mitteregg-Graben. Die Mächtigkeit erreicht im W etwa 500 m. Diese auffallende Gesteinsschuppe ist im E in zum Bösensteinkristallin gehörigen Feinkorngneisen (an der Basis des Serpentin), im W in Ennstaler Phyllite und andere Grauwackengesteine tektonisch eingeschaltet. Die bisher einzige Untersuchung hat H. WIESENER 1938 durchgeführt. Er fand ein reiches Auftreten von Orthit, das durch neuerliche Bearbeitung bestätigt wird. Auffallend sind die albitisierten Mikrokline und die häufigen Schachbrettalbite. Diese charakteristischen Bildungen und die Orthite waren der Anlaß, das Gestein zum Seckauer Kristallin zu stellen. Mit den nahegelegenen Hochgrößengneisen, die Gleinalmäquivalente darstellen, ließ sich keine Ähnlichkeit feststellen.

In den westlichen Anteilen der Gneislinse wurden Gesteine der Rannachserie von der Vergneisung ergriffen. Diese eigenartige Ausbildung wird in der Abhandlung von H. GAMERITH näher besprochen (dieses Heft pag. 87).

Mineralbestand des Orthitgneises: Quarz: 15 V% — Plagioklas: 60 V% — Mikroklin: 5 V% — Muskovit: 10 V% — Chlorit: 5 V% — Epidot: 2 V% — Biotit: 3 V% — Orthit: 3 Körner.

d) Hornblendegneis

Drei Vorkommen dieses Gneistyps stecken tektonisch in der im folgenden Kapitel behandelten Feinkorngneisserie des Schüttkogelzuges. Das erste Vorkommen zieht vom Hornigalmgraben (1400 m) über P 1989 m ins Perschenkar, von dort etwa 350 m W von P 1777 m ins Geyerkar. Das zweite Vorkommen

zieht parallel in 50—100 m Entfernung südlich davon, vom Kamm zwischen Hornigalm und Geyerkar, ins Geyerkar. Der dritte Fundpunkt zieht von der Lackenalm nach SW. Die Mächtigkeit der ersten Linse ist stellenweise mindestens 500 m. Die beiden anderen Linsen haben eine maximale Mächtigkeit von 50—100 m.

Die Ausbildung der Gneise ist recht einheitlich. Ihre Farbe ist dunkelgrüngrau mit hellen Augen und Streifen. Der makroskopisch erkennbare Mineralbestand zeigt folgende Merkmale: Biotit und Chlorit (wenn vorhanden) sind meist deutlich in s eingeregelt. Die Hornblenden sind meist in B eingeregelt. Ebenso die im Querschnitt bis zu $\frac{1}{2}$ cm großen Feldspatäugen, die bis zu 2 cm gelängt sind. Aus den Dünnschliffen ergab sich folgender Mineralbestand: Quarz: 10 V% — Plagioklas: 30—40 V% (15% An) — Prochlorit, Pennin und Klinochlor: 7—10 V% — Biotit: 10—20 V% — Hornblende: 15—20 V% — Epidot: 3—7 V% — Klinozoisit: bis 5 V% — Titanit: 2—5 V% — Granat: selten — Opakes: selten.

Zum ältesten erkennbaren Mineralbestand sind Hornblende, Quarz, Plagioklas und Epidot zu zählen. An den Hornblenden sind Zerbrechungen mit nachfolgender Rekristallisation zu erkennen. Auch die Plagioklasäugen weisen Sprünge auf, die durch junge Quarze und Pennin verheilt sind.

Bezogen auf die Hauptkristallisation ist die Durchbewegung des Gesteins postkristallin.

Selten im Gneis der Hornigalm, häufiger im schlecht aufgeschlossenen Vorkommen der Lackenalm, zeigten Rollstücke einen außerordentlich hohen Epidotgehalt auf, der das Gestein in Lagen und Schlieren durchzieht. Im Gneiszug der Hornigalm, N von P 1989, sind am Kamm mehrere bis etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige sekundäre Kalzitklüfte aufgeschlossen.

Im Mineralbestand ähnlich, texturell jedoch verschieden sind Gesteine, die H. HELFRICH 1953 unter den Namen Hornblendegneis und Wabengneis aus dem Bösensteinmassiv beschrieben hat. Eine solche Differenzierung war hier nicht möglich.

Da Hornblenden Seltenheiten in der Seckauer Masse darstellen, erhebt sich die Frage, ob diese Hornblendengneise nicht mit den Gleinalmäquivalenten, die später besprochen werden, zu vergleichen sind. Bei den Untersuchungen zeigte sich jedoch die unverkennbare Ähnlichkeit der Plagioklase mit denen des Seckauer Kristallins (Füllung, Verzwilligung). Die Ausbildung der Hornblenden zeigt andererseits keine Ähnlichkeit mit der der Gleinalmäquivalente.

e) Feinkorngneis (= Chloritepidotgneis)

Die Gesteine der Chloritepidotgneisserie wurden von E. KITTL 1914 und 1919 zum Bösensteinkristallin gerechnet. K. METZ 1957 erwähnt diese Serie in Form von grauen schwach phyllitischen Schieferen, die von Gneislamellen durchzogen werden. Es fehlten jedoch nähere Untersuchungen, die diese Gesteine in das geologische Bild der Umgebung eingefügt hätten sowie auch eine eingehende petrographische Bearbeitung.

Die Serie nimmt den Großteil des Schüttkogelzuges ein und baut die Basis des Hochgrößens auf. Ihre Mächtigkeit schwankt sehr stark und dürfte maximal etwa 800—1000 m betragen. Durch neue Begehungen von Prof. Dr. K. METZ ist diese Serie auch aus dem Raum des Steiner Mandl (N-Gruppe des Bösensteinmassivs) bekannt. Damit erhält diese Serie eine noch größere Mächtigkeit und Bedeutung als ursprünglich von mir angenommen wurde.

Die Farbe ist meist hell- bis dunkel-schmutziggrüngrau, je nach Hornblendegehalt schwankend. Hornblende ist häufig, kann aber auch ganz fehlen. Sie ist auch in mehrere cm bis 30 m mächtigen Lagen angereichert, die genau im s der Chloritepidotgneise liegen. Diese Amphibolite werden eingehend in einem eigenen Abschnitt (e₂) besprochen.

Als charakteristische Minerale der gesamten Serie sind Chlorit und Biotit vertreten. Auffallend ist ein gleichmäßig im s des Gesteins verteilter Epidotgehalt. Die Gesteine der Serie führen häufig Granat, der wegen seiner Kleinheit kaum zu erkennen ist. Maximal erreichen die Granate 2 mm Durchmesser, so im Sattel zwischen Schüttkogel und Rotleitenkoppe wie auch am Westhang der Rotleitenkoppe. Der Gehalt an Plagioklas ist sehr unterschiedlich, doch scheint er in den liegenden Anteilen der Serie höher zu sein. Bemerkenswert ist, daß die Serie einen von E nach W abnehmenden Gehalt von Biotit und Hornblende aufweist. Dafür nimmt der Gehalt an Chlorit zu. Das Auftreten von Granat bleibt ziemlich konstant. Der Serizitgehalt auf den s-Flächen ist sehr verschieden groß und unregelmäßig verteilt. Im Liegenden des Hochgrößenserpentins sind Teile der Serie frei von Hornblende, Biotit und Granat. Der Epidot tritt stark zurück. Chlorit und Serizit dominieren. Die Gneise werden zu einem feldspatführenden Quarzit. Auch darin zeigt sich die Abnahme der Metamorphose der Feinkorngneise gegen W. Tatsächlich lassen sie sich auch weiter im W nirgends mehr nachweisen. In diesem Raum nähert sich das Aussehen ihrer quarzitischen Glieder sehr stark dem der Quarzite der Rannachserie. Damit erhebt sich die berechnete Frage, ob es sich hier nicht um Teile der im übrigen Arbeitsgebiet so weit verbreiteten Rannachserie handelt. Ein Unterschied gegenüber der Rannachserie liegt jedoch in der regelmäßigen Schieferung, der großen Dichte und dem splittrigen Bruch dieser Quarzite. Ein weiterer Grund für die Zuordnung dieser Teile der Liegendenschiefer des Serpentins zur Chloritepidotgneisserie ergab sich aus den Kartierungsergebnissen und der Beobachtung fließender Übergänge.

Somit zeigt sich die Chloritepidotgneisserie durch eine unglaublich starke Variabilität ihres Mineralbestandes gekennzeichnet. Dies geht auch aus der folgenden Tabelle anschaulich hervor:

Verteilung in V-Prozenten (geschätzt):

Epidot	—	15	< 1	5	10	5	< 1
Hornblende	—	—	5	5	4	—	—
Chlorit	5	10	< 1	20	10	15	5
Serizit	25	—	10	< 1	—	10	25
Granat	5	5	5	5	3	—	—
Biotit	5	5	15	5	3	—	—
Klinozoisit	—	< 1	< 1	5	—	5	—
Karbonat	—	—	—	—	—	5	—
Plagioklas (An %)	30 (?)	40 (5)	25 (15)	35 (20)	40 (?)	45 (10—15)	25 (7—10)
Quarz	30	25	40	20	30	15	45

Allgemein kann gesagt werden, daß es sich bei diesen Gneisen um Paragesteine handelt. Das geht aus dem Mineralbestand hervor. Ebenso sprechen die konkordanten Einschaltungen von Amphiboliten und quarzitischen Lagen im Liegenden des Hochgrößenserpentins dafür.

Die Zuordnung der Chloritepidotgneisserie war lange Zeit ein Rätsel. Ihr eigenartiger Mineralbestand, besonders der Reichtum an Epidot und Granat, war aus der Bösensteinmasse nicht bekannt. Erst die jüngsten Begehungen durch

K. METZ zeigten auch dort die unglaublich große Verbreitung dieses Gesteins. Es steht dort in engem Verband mit anderen Ortho- und Paragesteinen des Bösensteinkristallins und scheint ursprünglich eine Art Dach für diese gebildet zu haben. Damit kann die Zuordnung zum Bösensteinkristallin als gesichert gelten. Das hat zur Folge, daß die Grenze der Verbreitung der Bösensteinmasse um einige km nach W verschoben wird: bis an die Basis des Hochgrößenserpentins und weiter durch den schon besprochenen Orthitgneis vom Brantsberg bis in den Mitteregg-Graben. Der konkordante Verband mit der Rannachserie, die später besprochen wird, läßt auch eine grobe Altersfestlegung dieser Serie zu (siehe Rannachserie).

Innerhalb der Chloritpidotgneisserie treten konkordante Lagen von Biotitgneisen auf, die durch größere Kristallinität, etwas veränderten Mineralbestand und meist stärker auffallende Feldspatäugen charakterisiert sind. Sie werden im folgenden Kapitel besprochen.

f) Biotitgneis

In der Chloritpidotgneisserie treten konkordante Lagen und Linsen von Biotitgneisen auf. Sie erreichen eine maximale Länge von etwa 700 m und überschreiten nie eine Mächtigkeit von 50 m. Sie sind im Schüttkogelzug allgemein verbreitet, während sie in den Chloritpidotgneisen an der Basis des Hochgrößenserpentins fehlen. Sie treten manchmal im Zusammenhang mit Amphiboliten auf, die im nächsten Kapitel beschrieben werden. Diese konkordanten Biotitgneislamellen faßte K. METZ 1957 als Mineralisierungszonen in den Randgebieten der Seckauer Kristallisation auf. Diese Lamellen sind im Mineralbestand stark abhängig vom umgebenden Gestein. Ihr Mineralbestand und Aussehen ist sehr unterschiedlich. Sie sind meist fein bis mittelkörnig, sie können deutlich geschiefert sein, oder fast massige Textur haben. Die Farbe wechselt je nach Mineralbestand (hellgrau, schmutzigrün, rötlich). Die jungen Plagioklasporphyroblasten haben den alten Mineralbestand umwachsen und eingeschlossen. So kommt es teilweise zu Bildungen, die für die Gneise der Seckauer Kristallisation etwas untypisch sind; so z. B. treten Granate sehr häufig als Einschlüsse von Plagioklas auf. Andere Einschlüsse sind Quarz, Biotit, Chlorit und Hornblendereste. Immer ist dieses Gestein als Plagioklasgneis ausgebildet. Nie fand ich Mikroklone.

Mineralbestand: Quarz: 15—30 V% — Plagioklas: 50—55 V% (An 10%) — Biotit: 5—10 V% — Granat: 0—5 V% — Epidot: 0—3 V% — Chlorit: 2—10 V% — Klinozoisit: 0—2 V% — Opakes: selten.

g) Amphibolit

In der Chloritpidotgneisserie treten häufig cm- bis maximal etwa 30 m mächtige Amphibolite auf. In diesen Gneisen bilden sie konkordante Lagen, die über lange Strecken zu verfolgen sind, oder geringmächtige langgestreckte Linsen. Öfter treten sie im Zusammenhang mit den Biotitgneislamellen auf, der zur Vermutung führte, daß die Amphibolite durch Stoffwanderungen im Rahmen der Seckauer Kristallisation entstanden sein könnten. Doch sprechen die weit durchziehenden Lagen mit großer Mächtigkeit (z. B. am Schüttkogel) für eine sedimentäre Entstehung. Auch steht dieser erwähnte mächtige Amphibolitzug in keinem Zusammenhang mit Biotitgneisen. Diese Hornblendegesteine sind nicht an bestimmte Horizonte gebunden, sondern sind in allen Teilen der Chloritpidotgneise anzutreffen. Nur westlich des Gullingtales scheinen sie gänzlich

zu fehlen. Neben den eigentlichen Hornblendegesteinen ist die Hornblende auch in verschiedener Konzentration in den Feinkorngneisen zu finden. Es handelt sich bei den Hornblenden in den Gneisen und in den Amphiboliten um Hornblende der selben Ausbildung. Sie gehört zum ältesten erkennbaren Mineralbestand und ist in Umsetzung zu Biotit begriffen. Durch Retrometamorphose (i. S. v. F. ANGEL, 1924) wurde die Hornblende etwas von Chlorit angegriffen. Die mächtigen Amphibolitlagen zeigen nur eine undeutliche Schieferung und sind von hellen Lagen durchzogen, die aber keinesfalls als Injektion gedeutet werden dürfen, da sie Plagioklase mit dem selben Habitus aufweisen wie die Begleitgesteine. Nach Mitteilungen von K. METZ wurden bereits 1951 von ihm reine Hornblendite, die teilweise sehr grob ausgebildet waren, aufgefunden. Wegen der großen Variationsbreite ist es schwer, zu einer allgemeingültigen Deutung zu kommen.

Mineralbestand der Amphibolite: Quarz: 0—10 V% — Plagioklas: 10 bis 25 V% — Hornblende: 50—70 V% — Chlorit: bis 5 V% — Klinozoisit: 0 bis 20 V% — Epidot: 0—2 V% — Titanit: bis 3 V% — etwas Biotit, Pennin und Opakes.

2. Gesteine der Grauwackenzone

Die Serien der Grauwackenzone bauen Teile des Schüttkogelzuges auf und sind geringmächtig an der Basis des Hochgrößenserpentins anstehend. Weiter westlich folgen dann die großen metamorphen Schieferserien der Grauwackenzone. Ebenso sind die Gesteine der Grauwackenzone nördlich von Oppenberg in großer Mächtigkeit entwickelt. Diese Teile sind ausführlich in der Dissertation H. BRANDECKER, Graz 1949 beschrieben worden. Sie stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit den Gesteinen, die in meinem Arbeitsgebiet am Gschederereck (NW-Teil des Schüttkogelzuges) aufgeschlossen sind. Gegen E, beim Ort Strechau und S von Rottenmann sind steilstehende Fortsetzungen der aus diesem Gebiet bekannten Gesteine beobachtet worden. Nach genauen Begehungen konnten zwei Serien ausgeschieden werden:

a) Rannachserie

Eigentlich ist die Rannachserie als permo-skythische Serie kein Bestandteil der Grauwackenzone. Ihre enge Verbindung mit dieser im Palten-Liesingtal und ihre analoge Position bei Oppenberg rechtfertigen jedoch ihre Besprechung im Rahmen der Grauwackenzone. Sie war bisher nur durch A. SCHINNAWI (dieses Heft pag. 99, 104) aus dem Rohrachbachgraben bekannt. Die Verbreitung dieser Serie ist jedoch viel größer, als bisher vermutet worden war.

b) Grünschieferserie

Diese Gesteinsfolge ist in den Hängen östlich von Oppenberg aufgeschlossen. Sie ist bisher nicht aus diesem Gebiet beschrieben worden, steht aber in enger Beziehung zu den Gesteinen im nördlich anschließenden Gebiet.

a) Rannachserie

Im Verlaufe meiner Kartierung gelang die exakte Abgrenzung dieser Serie gegen andere Gesteine. Die durchschnittliche Mächtigkeit ist etwa 100—150 m, die maximale Mächtigkeit ist am Gschederereck mit etwa 200 m festzustellen. Für die Zuordnung dieser quarzitischen Gesteinsfolge zur Rannachserie spricht die Tatsache, daß alle charakteristischen Gesteinstypen, die K. METZ 1951 als bezeichnend für diese Serie feststellte, vertreten sind. An mehreren Stellen tritt

das ganze typische Rannachkonglomerat auf, mit seinen etwas gelängten Geröllen und dazwischen silbergraue Serizithäutchen. Solche grobklastischen Gesteine befinden sich auf dem Gschederereck zwischen 1400 und 1500 m Höhe, ebenso N vom Bauer Hader und E vom Gernschwaiger im Gullingtal. Etwas feinklastischere Typen sind im Hornigalmgraben zwischen 1100 und 1200 m, in einem Zug zwischen Geyerkar, Etlalmspitz und Strechaugraben, in einer weiteren Schicht, die vom Geyerkarausgang am W-Hang des Strechaugrabens etwa 350 m über dem Talboden dahinzieht und vereinzelt am SW-Hang der Rotleitenkoppe aufgeschlossen.

Neben diesen sedimentären Geröllen, sind auch tektonische Rundlinge recht häufig, die aus Quarzgängen durch Zerschering hervorgegangen sind. Selten sind auch aplitische Rundlinge unbekannter Entstehung zu beobachten. Sie treten in ihrer Häufigkeit gegenüber den Quarzgeröllen stark zurück. Vorkommen wurden im Geyerkar etwa 500 m SW der Jagdhütte und im Strechaugraben etwas südlich des Geyerkar-Ausganges beobachtet. Im benachbarten Kristallin konnten keine entsprechenden Aplite gefunden werden.

Die Quarzite sind fein bis grobkörnig und glimmerreich (Serizit). Der Serizit ist oft so stark vertreten und zu feinen grauen Häuten ausgewalzt, daß man ganze Lagen dieser Serie als graue Phyllite bezeichnen muß.

Neben dem Serizit tritt auch Chlorit auf. Beide liegen im s.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal sind häufige rostige Lagen und limonitische Punkte. Diese Ausbildung ist in dem schon erwähnten Vorkommen des Rohrachbachgrabens sehr verbreitet. Ebenso ist dieser Typ am Gschederereck (hier nur vereinzelt), in Erosionsschuppen am SW-Hang der Rotleitenkoppe und im Stillbachgraben zu finden.

Karbonatführend ist die Serie im Stillbachgraben (hier durch Tektonik auf 10—30 m Mächtigkeit ausgedünnt). Die Karbonatführung ist auf eine nur wenige m mächtige Schicht von Karbonatquarziten beschränkt. Dabei überwiegt immer der Quarzanteil gegenüber dem Karbonat.

Im Rohrachbachgraben tritt in der Schlucht ober der Mündung in den Strechaubach im Zusammenhang mit den Quarziten und Serizitschiefern ein geringmächtiger Kalkmarmor auf. Diese Kalke sind gänzlich abweichend von der paläozoischen Kalkfazies. Sie sind feinkristallin, milchweißlich bis bläulich und bänderig ausgebildet. Ihr Bruch ist splittrig. Sie sind jedoch nicht als Teil der Rannachserie, sondern auf Grund ihrer Fazies als stratigraphisch höher liegendes Mesozoikum aufzufassen, das dort entlang einer steilstehenden Bewegungsbahn eingeklemmt ist.

Serizitreiche Schiefer herrschen am NW-Hang des Schüttkogels vor. Ähnlich ist der Habitus dieser Serie im synklinal gefalteten Teil östlich vom Hierand. Im Liegenden des Hochgrößenserpentins sind geringmächtige Serizitquarzite bis Serizitphyllite mit reichlichen Gangquarzlagen aufgeschlossen (H. WIESENEDER 1936 = Serizitphyllit, E. KRYTL 1919 = Quarzphyllit). Im Serpentin selbst steckt tektonisch eine geringmächtige Linse des Rannachquarzits.

Auffallend ist der manchmal große Feldspatgehalt. In der Rannachserie, die vom Geyerkar über den Etlalmspitz zieht, sind häufig mm-große Feldspatäugen zu beobachten. Aus Dünnschliffen ging hervor, daß der Feldspatgehalt so hoch werden kann, daß man von Arkosen sprechen kann. Im allgemeinen kann man unter dem Mikroskop ein deutliches Quarzzeilengefüge beobachten.

Als letztes Argument, das für die Zuordnung dieser Gesteine zur Rannachserie spricht, ist die fast lückenlose Verbindung mit anderen gesicherten Vorkommen.

Vom Gschederereck zieht die Serie in den Rohrachbachgraben, wo sie nur kurz auskeilt, dann im Graben weiterverläuft, den Strechaugraben quert und schließlich, wie die jüngsten Begehungen von K. METZ gezeigt haben, ist sie am ganzen N-Rand des Bösensteinmassivs zu verfolgen. Erst mit der Annäherung an die großen Störungen im E des Massivs keilt die Serie aus. Damit ist aber schon die Möglichkeit der Verbindung mit den bisher bekannten Vorkommen (Flietzenschlucht bzw. am N-Rand der Seckauer Masse) gegeben.

Wenn man die Gesteine der Rannachserie nach K. METZ 1953 dem Permo-Skyth zurechnet, so muß das auch für die hier behandelte Gesteinsgesellschaft gelten.

Aus dieser Feststellung ergibt sich eine weitere stratigraphische Folgerung. Etwa 400 m W von P 1251 im Stillbachgraben konnte in einem linken Seitengraben ein von Tektonik nicht gestörter Verband der Rannachserie mit der liegenden Chloritepidotgneisserie festgestellt werden. Ein ähnliches Bild zeigt ein Aufschluß am W-Hang des Schüttkogels in etwa 1900 m Höhe. Es ergibt sich daher für die Chloritepidotgneisserie ein Alter höher als Permo-Skyth. Verschiedentlich wird dieses klare Bild der gegenseitigen Beziehung beider Gesteinsgruppen zueinander durch anscheinende Übergänge gestört. Es muß jedoch bedacht werden, daß beide gemeinsam eine letzte Metamorphose erlitten haben und ebenso eine mechanische Durchbewegung während der Überschiebungstektonik.

Mineralbestand der Rannachserie: Quarz: 10—95 V% — Plagioklas: 0 bis 15 V% — Serizit: 10—90 V% — Chlorit: 0—10 V% — Epidot: 0—2 V% — Klinozoisit: 0—2 V% — Opakes: 0—6 V%.

Die widersprechenden Mineralbestandsangaben machen die Variationsbreite der Serie (Serizitschiefer — reiner Quarzit) deutlich.

Mineralbestand der Aplitrundlinge unbekannter Herkunft: Quarz: 25 V% — Plagioklas: 65 V% (um 5% An) — Serizit: 10 V%.

b) Grünschiefer

Die Hänge und der Kamm östlich von Oppenberg bestehen aus einer Gruppe grüner phyllitischer Chloritschiefer, mit gelegentlichem kleinen s-Flächenbiotit. Diese Schiefer sind quarzitisches betont, vielfach von mm- bis cm-dicken rostigen Quarzlagen durchsetzt. An der Straße, die von Oppenberg nach S führt, ist die Serie stark in sich gefaltet, mit relativ steil nach WNW gerichteten Achsen (40—50°). S-Flächen sind meist stark gekrümmt und mit silbrigen Serizit- und Chlorithäutchen überzogen. Die Linearenbildung ist meist sehr deutlich ausgeprägt. Scherflächen sind vorhanden und täuschen gelegentlich ein s vor. Manchmal sind weiße bis rosa grobkristalline Marmore von dm- bis m-Mächtigkeit eingeschaltet, so am Weg zur Oppenberger Kirche, am Fahrweg zum Gernschwaiger und in 1370 m Höhe auf dem Kamm östlich von Oppenberg. Im Liegenden der Serie erfolgt häufig eine Einschaltung von Quarziten. Manchmal treten auch quarzfreie, blättrige und massige, tuffverdächtige Typen auf. Die Grünschiefer des Gschedererecks setzen sich nach Nord in die Gehänge des Blosen (H. BRANDECKER, Dissertation Graz 1949) fort. Auch aus anderen Teilen der Grauwackenzone sind solche Gesteine bekannt.

Mineralbestand: Quarz: 35—40 V% — Plagioklas: 20 V% (5—10% An) — Chlorit: 20 V% — Epidot: 10—20 V% — Serizit: 1—10 V% — Klinozoisit: 3 V% — Biotit: 1—2 V% — Rest: Titanit und Opakes.

3. Gneis-Amphibolit des Hochgrößen-Reiteralmzuges

Petrographisch interessant ist der Gneis, der vom Hochgrößen, das Gullingtal querend, über P 2009 m ins Strechautal zur Reiteralm zieht. In seinem Verlauf von W nach E nimmt sein Gehalt an Hornblende zu. Auf P 2009 m liegt er bereits als Amphibolit vor. Im E ist er von der Reiteralm noch weiter bis in die Hänge der Gamserin zu verfolgen. Dort keilt er vorübergehend aus. Im Flatschacher Zug taucht er in ähnlicher Stellung wieder auf. Nach K. METZ 1957 ist er daher als Äquivalent der Gleinalmschieferhülle aufzufassen. Seine Mächtigkeit beträgt im W über 500 m, im E etwa 250 m. Im Hochgrößen ist er als augiger, flaseriger oder auch als deutlich geschieferter Gneis ausgebildet. Seine Farbe ist hellgrau bis grüngrau. In den s-Flächen liegt Serizit, Chlorit und Biotit. Hornblende ist in diesem Anteil des Zuges, abgesehen von vereinzelt hornblendereichen Lagen, selten. Bereits E von der unteren Riedener Hütte tritt Hornblende so häufig auf, daß man von einem Hornblendegneis sprechen muß. Das Gestein ist undeutlich geschiefert bis leicht geflasert. Hier zeigt sich schon, was im E noch deutlicher wird, daß die liegenden Teile des Gesteinszuges hornblendeärmer als die hangenden sind. Südlich von P 1661 m kann man im Profil durch den steil S-fallenden Zug alle Übergänge von einem hellen, hornblende-armen Gneis im Liegenden zu Hornblendegneis, Amphibolit mit hellen Lagen und weiter zu einem reinen Amphibolit, der nur wenig helle Bestandteile enthält, beobachten.

Der Gesteinszug weist in seiner gesamten Erstreckung starke Zerbrechungen auf. Das ist durch die allseitige tektonische Begrenzung leicht zu erklären. Dieser Zug trennt die Gesteine der Grauwackenzone und des Bösensteinkristallins von den Granatglimmerschiefern des Wölzer Kristallins. Die folgende Tabelle veranschaulicht den stark schwankenden Mineralbestand in Volumsprozenten:

Quarz	30	25	40	30	15	< 1	5
Plagioklas (An %)	45 (10)	10 (?)	35 (10)	53 (7)	30 (10)	25 (?)	20 (20)
Mikroclin	—	—	5	—	10	—	—
Hornblende	< 1	30	—	8	20	50	50
Biotit	2	15	—	< 1	—	—	5
Epidot	5	5	< 1	< 1	< 1	10	2
Klinozoisit	—	5	—	< 1	< 1	—	8
Granat	5	—	5	< 1	20	—	—
Serizit (Muskovit)	10	< 1	10	—	—	—	—
Chlorit	3	—	5	7	5	5	10
Zoisit	—	5	—	—	—	10	—
Titanit	—	5	< 1	—	—	—	—

Deutliche Zerbrechungen und Mylonitisierung mit nachfolgender Rekrystallisation ist an vielen Mineralen (Quarz, Plagioklas, Mikroclin, Hornblende und Granat) deutlich zu erkennen.

Im petrographischen Vergleich mit dem Flatschacher Zug wurden Dünnschliffe vom Dremmelberg und aus dem Gebiet von Sachendorf herangezogen, die mir von K. METZ und S. HASLER zur Verfügung gestellt wurden. Dabei zeigten sich weitgehende Ähnlichkeiten in der Ausbildung des Mineralbestandes. Weiter ist beiden Gesteinszügen die enge Aufeinanderfolge von Gneisen und Amphiboliten gemeinsam. Schon im Handstück ist die Ähnlichkeit nicht zu übersehen.

Beim Vergleich mit den Gneisen der Seckauer Masse ergaben sich auffallende Unterschiede. Es fehlen im Gneis-Amphibolitzug die charakteristischen Füllungen der Plagioklase, ihre deutlichen Generationen, die Mikroklingenerationen, die

Myrmekitsäume und die charakteristischen einschlußreichen Biotite. Weiter sind im Gegensatz zur Bösensteinmasse häufig Granate vorhanden. Im Hochgrößenzug tritt eine eigenartige Verknüpfung von Hornblende und Granat auf, die aus der Seckauer Kristallisation nicht bekannt ist.

Alle diese Beobachtungen bestätigen die Annahme, daß der Gneis-Amphibolit-zug meines Arbeitsgebietes eine Fortsetzung der Gleinalmäquivalente aus dem Flatschacher Zug ist (nach K. METZ 1962 : 213—214). Sie sind als Teil der abgespaltenen unteren Gleinalmhülle aufzufassen.

4. Die Ultrabasite

Es wurden zwei Serpentinorkommen und ein Begleitgestein des Serpentin festgestellt:

a) Serpentin

Der Serpentinstock des Hochgrößen ist schon durch E. KITTL 1906 aufgefunden worden. Unbekannt war bisher ein kleines Vorkommen im Strechaugraben, wenige 100 m NW von der Maxhütte. Es wurde durch K. METZ 1950 entdeckt, der Fund jedoch nicht veröffentlicht. Beide Vorkommen sind in derselben Gesteinsgesellschaft eingelagert (in Chlorit epidotgneisen). Die Abmessungen des Hochgrößenserpentin sind etwa: 3000 m (E—W-Achse), 1700 m (N—S-Er-streckung), 700 m maximale Mächtigkeit. Die Serpentinlinse im Strechaugraben ist wesentlich kleiner: 350 m lang und maximal 50 m mächtig.

Das Serpentinorkommen vom Hochgrößen ist massig oder undeutlich geschiefert, das Vorkommen im Strechaugraben ist stärker geschiefert. Die Farbe ist mittel- bis dunkelgrün, gegen die Oberfläche bleicht die Farbe durch Verwitterung aus. Schliff wurde von diesem Gestein keiner angefertigt. Nach E. KITTL in F. ANGEL 1924 : 144 hat der Hochgrößenserpentin folgenden Mineralbestand: „Olivinreste mit 8—10% Fe_2SiO_4 (Fayalitsilikat), Chromit und Antigorit. Als Randfazies ist Smaragdit und Chlorit führender Serpentin ausgebildet.“ Auf Grund ihres Mineralbestandes lassen sich diese Serpentine mit den Vorkommen vom Dremmelberg und Kraubath vergleichen. E. KITTL in F. ANGEL 1924 deutet den Serpentin des Hochgrößen als einen Abkömmling eines Peridotits.

Zu dem von E. KITTL in F. ANGEL 1924 schon angegebenen Mineralbestand des Serpentinorkörpers kann in diesem Zusammenhang kein weiterer Beitrag geliefert werden, da hierfür ausgedehnte Neuuntersuchungen nötig wären.

b) Granatamphibolit

Dieses randlich an den Serpentin des Hochgrößen gebundene Hornblende-gestein habe ich in Übereinstimmung mit E. KITTL 1914 : 368 als Granatamphibolit bezeichnet. Die von H. WIESENER 1936 beschriebenen, im Handstück sehr ähnlichen Eklogitamphibolite und Amphiboliteklöte konnten nicht wieder aufgefunden werden.

Mineralbestand: Hornblende: 65—70 V% — Granat: 30 V% — Titanit: 3 V%. — In unbedeutenden Mengen sind Rutil, Chlorit, Plagioklas und Opakes vorhanden.

III. Lagerung und Tektonik (siehe Tafel 4, 5)

Durch das Zusammentreffen der schon beschriebenen Großeinheiten und des hier nicht behandelten Wölzer Kristallins kam es in diesem Raum zu einem komplizierten tektonischen Bau. In diesem intensiv beanspruchten Gebiet zeigten

sich starke Verschuppungen der Bauglieder, so daß es recht schwierig ist, eine anschauliche Beschreibung von der Tektonik dieses Raumes zu geben.

Die wichtigste Bewegungsbahn zieht von der Reiteralms zum Hochgrößen. Fortsetzungen sind weit nach E (Pölslinie—Flatschacher Zug) und W (Grenze Grauwackenzone—Wölzer Glimmerschiefer) zu verfolgen. Diese Bahn fällt steil bis mittelsteil nach S und trennt das Wölzer Kristallin im S von den Gesteinen des Seckauer Kristallins. Parallel zu ihr ist ein zweites Überschiebungsblatt im Wölzer Kristallin, gekennzeichnet durch eingeschaltete mesozoikumverdächtige Kalkschollen und Bänder, zu erkennen, die die Fortsetzung dieser bedeutenden Bewegungsbahn nach W verfolgen lassen (Mölbegg-Schuppen). Die Beschreibung dieser Schollen und ihre Deutung erfolgt in der Abhandlung von H. GAMERITH (pag. 88). Das erste Blatt dieser Bahn fällt steil bis mittelsteil nach S und trennt das Wölzer Kristallin im S von den Gesteinen des Seckauer Kristallins und der Grauwackenzone im N. In ihr ist der Gneis-Amphibolitzug, der petrographisch der Gleinalmhülle zuzuordnen ist, gleichfalls S-fallend eingeschaltet. Als Folge der intensiven Bewegungen entlang dieser Überschiebung ist eine deutliche Zerbrechung der Gesteine dieses Zuges festzustellen. Geringmächtige Zonen von Myloniten durchadern diesen eingeschalteten Gesteinskomplex. Der Gesteinszug zieht nach W über den Hochgrößen hinaus in den Mitteregg-Graben. Linearen ergaben ein $B = 90/40$ W, waren allerdings selten zu beobachten. Durch das steile B-Gefälle verschwindet dieser Zug im Schutt des Mitteregg-Grabens und hat keine Fortsetzung nach W. Östlich des Strechgrabens keilt der Hochgrößen-Reiteralmszug ebenfalls tektonisch aus. Am Perwurzpolder ist von ihm nichts mehr zu sehen. Der Bewegungsbahn kommt aber auch weiter nach E große Bedeutung zu, was aus der Einschaltung von Rannachserie zwischen Wölzer und Seckauer Gesteinen hervorgeht. Eine Fortsetzung von Gleinalmäquivalenten findet man erst im Flatschacher Zug, der die gleiche tektonische Stellung wie der Hochgrößenzug einnimmt; im N Seckauer Kristallin, dann Gneise und Amphibolite des Flatschacher Zuges steil S-fallend und im S Wölzer Glimmerschiefer. Getrennt wurden diese ursprünglich zusammenhängenden Teile der abgescherten Gleinalmschieferhülle durch die jungen Bewegungen der Bösensteinmasse entlang der Pölslinie. Eine der Arbeit beiliegende Übersichtskarte (Nr. 2) veranschaulicht das. Eine etwa parallel zur Hochgrößen-Reiteralmsüberschiebung verlaufende zweite Bewegungsbahn existiert etwas weiter südlich in den Wölzer Glimmerschiefern. Sie ist durch Kalk und Dolomitlinsen bzw. Bänder gekennzeichnet. Eine Beschreibung und Deutung dieser wichtigen tektonischen Fläche erfolgt bei der Abhandlung von H. GAMERITH.

Tektonik des Bösensteinkristallins und der Rannachserie (Oppenberger Schuppenzone)

Nördlich der eben besprochenen großen Bewegungsbahn liegt ein stark geschupptes Paket von Chloritapidotgneisen der Bösensteinmasse mit auflagernder Rannachserie. Es ist eine deutliche vierfache tektonische Wiederholung der beiden Gesteine zu erkennen. Diese vier Schuppen sind zu einer Antiklinale gefaltet, deren N-Schenkel im Abfall des Gschedererecks gegen den Rohrachbachgraben liegt und deren S-Schenkel an den Hochgrößenzug angepreßt ist. Die zwischen den Schuppen liegenden Überschiebungsflächen passen sich der Form der Antiklinale an. Den Kern der Antiklinale bildet der beschriebene Körper von Bösensteingranit im Strechgrabens.

Die einzelnen Schuppen bestehen aus je zwei Schichtgliedern: liegend Feinkorngneise, hangend Rannachserie. Die Schuppen legen sich schalenförmig um den Granitstock. Die Überschiebungsflächen der einzelnen Schuppen befinden sich jeweils im Hangenden der Rannachserie bzw. im Liegenden der Chlorit-epidotgneise. Die Schuppen werden im weiteren Text und in der beiliegenden Karte 1 von liegend nach hangend mit den Ziffern I—IV numeriert.

Die I. Schuppe ist vom Granitkern durch eine Mylonitzone getrennt. Sie besteht aus geringmächtigen Gneisen, die von N nach S tektonisch ausdünnen und schließlich auskeilen, und aus Rannachserie, die dort, wo die Gneise bereits fehlen, direkt dem Granit tektonisch auflagert. Gegen den S-Abfall des Granitstockes keilt auch die Rannachserie aus.

Die II. Schuppe ist auf die I. aufgeschoben und liegt dort, wo die liegende Schuppe ausgekilt ist, direkt auf dem Granit. In N verschwinden die Gesteine dieser Schuppe unter dem Schutt des Geyerkares, ebenso die Hangend- und Liegendüberschiebungsfläche (Profil Nr. 3).

Die III. Schuppe baut den Großteil der Antiklinale auf. Im S taucht sie an der wichtigen Hochgrößen-Reiteralmüberschiebung steil in die Tiefe. Im Scheitel der Antiklinale (500 m S der Rotleitenkoppe) dünnt sie tektonisch stark aus (20 m mächtig) und ist im N wieder mächtig entwickelt (bis 1000 m). Im Rohrachbachgraben fällt sie steil nach N in die Tiefe (N-Schenkel der Antiklinale).

In diese Schuppe sind einige Linsen tektonisch eingedrungen: zwei Hornblendgneise, die von der Hornigalm nach SE ziehen, und ein Hornblendgneis vom gleichen Typus im SW der Lackenalm. Entlang der großen Hornigalm-Perschenkarlinse sind Rannachquarzite in dm-Mächtigkeit eingeklemmt. Ein Vorkommen wurde an der S-Begrenzung des Gneises am Kamm S von P 1989 und ein weiteres an der N-Grenze im Perschenkar gefunden.

Der südwestliche Teil der Schuppe ist eigenartigerweise synklinal ausgebildet (im Stillbachgraben). Deutlich gemacht wird diese Synklinale durch die Rannachserie. Dieser Synklinalbau erfaßt nicht nur die III. Schuppe, sondern auch einen kleinen Anteil der darüberliegenden IV. Schuppe, der bei P 1665 eingefaltet ist. Das ist die einzige Stelle, an der die IV. Schuppe im Schüttkogelzug erhalten ist. Sonst ist sie auf das Gebiet westlich des Gullingtales beschränkt (Basis des Hochgrößensepentin). Da die Überschiebungsfläche zwischen III. und IV. Schuppe aus der Karte schwer ersichtlich ist, soll hier ihr Verlauf kurz geschildert werden. Sie muß ihren Ausgangspunkt von der großen Hochgrößen-Reiteralmüberschiebung nehmen, etwa dort, wo diese das Gullingtal quert. Von dort verläuft sie nach E durch den Stillbachgraben, wo sie gut erkennbar ist und dem Straßenbau durch wasserdurchtränkte Rutschhänge beträchtliche Schwierigkeiten bereitet. Hier ist deutlich zu erkennen, daß sie hangend zur Rannachserie liegt. Östlich von P 1252 m wendet sie sich nach N gegen P 1665 m und von dort nach W. Dann verschwindet sie im Schutt des Gullingtales. Es kann aber mit großer Sicherheit behauptet werden, daß sie durch das Gullingtal nach N zieht. Angedeutet wird das durch die Rannachserie, die zwar ebenfalls im Schutt des Gullingtales verschwindet, etwas weiter im N aber mit N—S-Streichen wieder auftaucht. Westlich des Gullingtales, am Fuß des Hochgrößen, sind jedoch wieder Chlorit-epidotgneise (IV. Schuppe) anstehend, die auf Grund der B-Messungen hangend zur Rannachserie, die am E-Hang des Tales ansteht, sein müssen. Diese Lagerung ist aber nur durch eine Überschiebung deutbar. Etwa einen km S von Oppenberg splittert sich diese Bewegungsbahn in zwei Äste auf und schließt die

auf die Rannachserie der III. Schuppe aufgeschobene Grünschieferserie ein. Der eine Ast läuft durch das Gullingtal nach W weiter (zwischen Chloritpidotgneisen der IV. Schuppe und Grünschiefern), der andere verläuft nach N, zwischen Grünschiefern und liegender Rannachserie. Der 2. Ast verschwindet unter den quartären Schuttmassen des Rohrachbachgrabens und kann nicht mehr weiter verfolgt werden.

Die IV. Schuppe baut die Basisschiefer des Hochgrößen und den Kern der Synklinale im Stillbachgraben auf. Durch den Einschub des Serpentin ist die Rannachserie, die auch hier auf den Chloritpidotgneisen geringmächtig auflagert, tektonisch stark durchgearbeitet. Sie sinkt nach W in den Mitteregg-Graben ab, wird dort sehr steil gestellt und keilt dann endgültig aus.

Damit findet die Oppenberger Schuppenzone ihren Abschluß.

Nördlich von Oppenberg sind in die von H. BRANDECKER 1949 beschriebenen Phyllite Granit- und Gneisschollen eingelagert. Es ist kein auf primären Intrusionsverband deutbarer Kontakt der Gneise zu den Phylliten zu finden, so daß eher an eine tektonische Einschaltung der Gneise gedacht werden muß. Der Einschub erfolgte entlang einer Bewegungsbahn, die im Rohrachbachgraben aufgeschlossen ist. Weiter im Westen sind daran Marmorlinsen ähnlich wie auch im Gullingtal gebunden.

Aus den einzelnen Schuppen liegen Gefügemessungen vor. Die Richtung und Steilheit des B sind von Schuppe zu Schuppe und auch innerhalb derselben deutlich verschieden. Folgende Werte wurden ermittelt:

Die I., auf dem Granit liegende Schuppe zeigt ein sehr flaches B: 85/17 W; manchmal ist es fast waagrecht. Zerlinsungen sind deutlich erkennbar.

Die II. Schuppe zeigt ein B: 101/22 W. Die Neigung ist also etwas größer als in der ersten. Die Tendenz zur Zerlinsung ist gering.

Die III. Schuppe zeigt mehrere Werte. Etwa im Scheitel des Antiklinalbaues (Rotleitenkoppe-Schüttkogel) ergaben die Messungen B: 107/20—26 W, im N, am Gschederereck 84/30—35 W, im Rohrachgraben, in der von A. SCHINNAWY 1958 beschriebenen Rannachserie, sogar 125/65—75 NW. Aus der Streuung des B und den Zerlinsungen geht hervor, daß spätere Bewegungen vorhanden waren. Wir bringen sie mit dem Einschub der Bösenstein-Einheit in Zusammenhang.

Südlich des Scheitelpunktes der Antiklinale zeigt das B: 110/20—25 W. Weiter gegen W (Stillbachgraben) stellt es sich wieder deutlich steiler, B: 97/40 W. Das ist der Bereich der synklinalen Faltung der III. Schuppe.

Die IV. Schuppe zeigt im Kern der Synklinale fast dasselbe B wie die III. Schuppe: 87/41 W. Westlich des Gullingtales sind die Werte sehr unterschiedlich. Das ist auf die Einquetschung des Serpentin zurückzuführen. Zwischen Serpentin und Hochgrößengneis ist das B relativ steil: 122/34 W; an der Basis des Serpentin ist es völlig flach.

Klüftungen sind in den Chloritpidotgneisen recht häufig. Sie sind in (ac) bis okl gelegen; auch hol-Flächen sind zu beobachten.

Störungen sind vorwiegend als hol-Flächen ausgebildet und sind als Zerrungen im Rahmen des Schuppenbaues zu deuten. Ausgenommen sind die Überschiebungsflächen der einzelnen Schuppen, die schalenförmig um das B orientiert sind.

Tektonik der Grauwackenzone

Es zeigt sich auch in diesem Gebiet, daß die Rannachserie die tektonische Basis der Grauwackenzone ist. Die Grünschiefer der Grauwackenzone sind östlich

Oppenberg in deutlicher Diskordanz auf die Rannachserie aufgeschoben. Das B der Rannachserie = 120/20—25 W, das B der Grünschiefer = 105/42 W. In die Grünschiefer ist hier ein kleines Vorkommen von Rannachserie eingeschuppt, das sich morphologisch deutlich als Kuppe von der Umgebung abhebt. Nördlich von Oppenberg schließt sich die große Masse der Grauwackenschiefer an (H. BRANDECKER 1949), deren Tektonik bereits mit der Oppenberger Schuppenzone besprochen wurde, da die Bewegungen der beiden Zonen in unmittelbarem Zusammenhang stehen.

Die Tektonik der Serpentine

Die Serpentinorkommen des Hochgrößen und des Strechaugrabens scheinen auf den ersten Blick beziehungslos zu den sie umgebenden Gesteinen zu stehen. Sie sind zweifellos Fremdkörper, die tektonisch mit den Gesteinen des Bösensteinkristallins in Verbindung kamen. Da sich der Serpentin des Hochgrößen mit seiner südlichen Flanke an die große Überschiebung des Hochgrößen-Reiteralmzuges anlehnt und auch das kleine Vorkommen im Strechaugraben nicht weit von dieser Überschiebung entfernt ist, liegt die Annahme nahe, daß beide Serpentine im Zuge der gleichen Überschiebungsvorgänge in ihre heutige Position gebracht worden sind. Damit ist wiederum der Vergleich mit Serpentinorkommen ähnlicher tektonischer Stellung gegeben, also im Flatschacher Zug, wo ein Serpentin im Dremmelberg ansteht und der Serpentin von Kraubath. Diese liegen in der südöstlichen Verlängerung der Hochgrößenüberschiebung. Die Serpentinorkommen des Hochgrößen und des Strechaugrabens sind also mit den Gleinalmserpentinen zu vergleichen. Auch der petrographische Bestand spricht für diese Deutung.

IV. Altersfragen

Als erste sollen in diesem Kapitel stratigraphische Altersfragen behandelt werden.

Im Alter völlig unbestimmbar ist die Grünschieferserie von Oppenberg, da sie fossilleer ist und in keiner stratigraphischen Beziehung zur Umgebung liegt.

Die Rannachserie ist nach K. METZ 1953 als Permo-Skyth einzustufen und daher, wie schon im Kapitel „Rannachserie“ eingehend erläutert wurde, gilt für die Chloritpidotgneisserie ein Alter höher als Permo-Skyth.

Die Chloritpidotgneise und die in ihrem Verband liegenden Biotitgneis-lamellen haben gemeinsam mit anderen Gesteinen der Bösensteinmasse eine altalpidische Prägung erlebt (Sedimentation jedoch älter als Permo-Skyth).

Die Gesteine des Gneis-Amphibolitzuges vom Hochgrößen sind, da sie der Gleinalmschieferhülle zuzuordnen sind, wohl variscisch geprägt (K. METZ 1957 : 211). Der Einbau in die heutige Position ist postkristallin (also nachvariscisch) und älter als die Pölslinie (da die Pölslinie diesen Zug durchbricht), daher altalpidisch erfolgt.

Gleichzeitig mit diesem Ereignis erfolgt die Anpressung und Aufschiebung des Wölzer Kristallins.

Da die Einquetschung der Serpentine an eine dieser Überschiebungen gebunden ist, muß der Einbau in die heutige Position ebenfalls altalpidisch sein. Über das absolute Alter der Serpentine kann nichts ausgesagt werden.

Zweifellos haben im Zusammenhang mit den jungalpidischen Bewegungen der Bösensteinmasse auch in diesem Raum solche stattgefunden. Dazu gehört wohl die Streuung der B in der Schuppenzone mit der in einem Streifen so deut-

lichen Steilstellung. Der Decken- und Schuppenbau der Grauwackenzone und Rannachserie erfolgt mit der Prägung des B. Die Streuung des B kann nur nach der Prägung, also jungalpidisch erfolgt sein. Allerdings muß betont werden, daß nach Mitteilungen von K. METZ auch der Bösenstein schon altalpidisch aus dem Verband gelöst wurde, d. h. die Pöslinie hat eine ältere Anlage, die Ausgestaltung erfolgte räumlich begrenzt jungalpidisch.

Variscische Bewegungen konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg/Stmk

Mit 6 Gefüge-Diagrammen (Tafel 1)

VON H. GAMERITH, Graz

(Beitrag 2 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

I. Einleitung

Bis vor kurzem wurde das Wölzer Kristallin als eine mehr oder minder schlecht gliederbare, mächtige Folge kristalliner Schiefer angesehen. Diese zu untersuchen, aufzugliedern und eventuell andersgeartete Bestandteile herauszuheben, gehörte zu den Aufgaben einer Neuaufnahme dieses Gebietes.

Die Basis zu dieser Bearbeitung war eine Kartierung im Maßstab 1 : 25.000. Die Aufnahmearbeit betraf die geologischen Baueinheiten des Wölzer Kristallins, des Hochgrößenzuges, eine dazwischenliegende Schuppenzone am Mölbeegg, Ausläufer des Seckauer Kristallins und die Grauwackenzone.

Hier sollen nun zunächst die wichtigsten Gesteinstypen der einzelnen geologischen Bauglieder von Nord nach Süd behandelt werden. Die Beschreibung der Gesteine des Hochgrößenzuges wird hier betont kurz gehalten, da diese in der Arbeit von H. BACHMANN schon vorliegt (dieses Heft pag. 76). Hingegen sollen die verschiedenen Gesteinstypen des Wölzer Kristallins in diesem Zusammenhang genauer behandelt werden, um die Unterschiede und Trennungsmöglichkeiten zu den Ennstaler Phylliten bzw. der Grauwackenzone aufzeigen zu können.

Im letzten Kapitel sollen Lagerung und Tektonik in der gleichen Reihenfolge von der Grauwackenzone bis zum Wölzer Kristallin beschrieben werden.

Der Anhang enthält zur näheren Erläuterung der Tektonik einige Gefüge-Diagramme. (Profile in gemeinsamer Tafel!)

II. Die geologischen Bauglieder und ihre Gesteinstypen

A. Die Grauwackenzone

Die mächtige Serie der Ennstaler Phyllite bildet fast den gesamten N-Teil des bearbeiteten Gebietes. Im Osten tragen sie Einschüppungen von Gneisen und Gesteinen der Rannach-Serie und tauchen mit leichtem, aber konstantem Nordfallen unter die paläozoischen Gesteine des Zuges der Hohen Trett. Im Westteil, wo sich das gleiche konstante Nordfallen zeigt, werden sie direkt von den Sedimenten der jungen Talfüllung des Ennstales überlagert.

So einfach es ist, die E. Ph. nördlich abzugrenzen, so schwierig ist das im Süden. Petrographisch ist eine Grenzziehung zu den südlich folgenden Schiefergesteinen des Wölzer Kristallins nicht durchführbar, da heute sicherlich nur ein allmähliches Übergehen der einen Gesteinsserie in die andere vorliegt. Mehr Anhaltspunkte bietet a) ein Vergleich der geringmächtigen, aber doch weit charakteristischeren Einschaltungen innerhalb der Phyllite einerseits und der