

Mitt. österr. geol. Ges.	81 (1988)	S. 5–31 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf.	Wien, Mai 1989
--------------------------	--------------	-----------------------------------	----------------

Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge

Von Bernhard HOLUB und Robert MARSCHALLINGER*)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Zusammenfassung

Im östlichen Tauernfenster treten unter der permomesozoischen Schieferhülle die Zentralgneise und deren Altes Dach zutage. Im Gebiet des oberen Maltatales/Kärnten blieben die Intrusionszusammenhänge der variszischen Granitoide von alpidischen Deformationseinflüssen weitgehend geschont, weshalb – ausgehend von einer petrographischen Gliederung – innerhalb der Zentralgneise eine Intrusionsfolge abgeleitet werden konnte. Das Alte Dach – zu welchem die Zentralgneise noch im primären Intrusionsverband stehen – besteht aus altkristallinen Migmatiten sowie aus Gesteinen der Habachformation. Diese Beobachtungen stehen im Widerspruch zur gängigen Auffassung, wonach im Untersuchungsgebiet ein weiträumiger alpidischer Deckenbau vorliegt. Auch für die Existenz einer deckenscheidenden, permomesozoischen „Zentralen Schieferhülle“ konnten keinerlei Hinweise gefunden werden. Ein Teil der Zentralgneise stellt eine genetisch eng verbundene Intrusionssequenz mit der Charakteristik kalkalkalischer I-Typ Granitoide dar.

Summary

“The Zentralgneise in the Hochalm-Ankogel massiv (eastern part of the Tauern Window). Part I: petrographic classification and intrusion sequence”.

In the eastern part of the Tauern Window (Austrian Alps) the basement complex below the Permomesozoic cover is built up by various types of variscan granitoids (Zentralgneise) and their country rocks (Altes Dach). The intrusive relations of these granitoids in the upper Maltatal/Carinthia remained largely unaffected by Alpine deformations. Based on field evidence and petrographic criteria an intrusive sequence could be established within the Zentralgneise. The country rocks may be subdivided into Altkristalline Migmatites and the Habachformation. These observations are in conflict with the widely accepted hypothesis claiming Alpine nappes within the basement in the area of interest; no indications of a nappe dividing Permomesozoic “Zentrale Schieferhülle” could be found. A part of the Zentralgneise represents a genetically closely related calc-alkaline I-type granitoid intrusive sequence.

*) Adresse der Verfasser: Dr. B. HOLUB, Forschungsinstitut für Geo-Datenerfassung und -Systemanalyse/Petrophysik, Montanuniversität, Franz-Josef-Straße 18, A-8700 Leoben; Dr. R. MARSCHALLINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34/III, A-5020 Salzburg, Österreich.

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung	6
2. Altes Dach der Zentralgneise	8
2.1. Altkristalline Migmatitformation	8
2.1.1. Migmatische Plagioklasgneise	8
2.1.2. Migmatische Zweiglimmergneise	9
2.2. Habachformation	10
3. Zentralgneise	10
3.1. Großelendflasergranit	11
3.2. Maltatonalit	12
3.3. Hochalmporphyrgranit	14
3.4. Kölnbreinleukogranit	16
3.4.1. Forellengneis	17
3.5. Grobkörniger Leukogranit	17
3.6. Lamprophyre	18
3.7. Göß-Granitoide	18
3.8. Leukotonalit	19
4. Diskussion	19
Literatur	23

1. Einleitung und Problemstellung

Im Tauernfenster treten unter der permomesozoischen Schieferhülle jene präpermischen Formationen zutage, die als „basement complex“ (R. A. CLIFF et al. 1971) zusammengefaßt werden. Im östlichen Tauernfenster setzt sich dieses Basement aus mehreren Zentralgneiskernen zusammen, welche von ihrem Alten Dach umhüllt werden (Abb. 1).

Als wichtigste Bearbeiter der Geologie dieser präpermischen Formationen im Gebiet der Hochalm-Ankogel-Gruppe und der Reißeck-Gruppe sind F. ANGEL & R. STABER (1937, 1938, 1952), R. A. CLIFF et al. (1971) und vor allem CH. EXNER (z. B. 1957, 1964, 1971, 1982) zu nennen. Die bisherige Untergliederung der variszischen Zentralgneise beruhte bislang neben petrographischen Kriterien vorwiegend auf dem Deformationsgrad der Gesteine, während die primären Intrusionszusammenhänge zwischen den einzelnen Typen kaum berücksichtigt wurden.

Bezüglich des Baustils innerhalb des Basements vertreten die genannten Autoren voneinander stark abweichende Auffassungen: CH. EXNER (1979, 1982, 1983) sieht zwischen den einzelnen Zentralgneisvarietäten fast ausschließlich tektonische Kontakte, welche aus einem alpidischen Deckenbau resultieren. Die Gesteine des Alten Daches deutet EXNER ebenfalls als deckenförmige Auflagerung auf den Zentralgneiskörpern. Prinzipielle Unterstützung findet dieses tektonische Modell auch durch A. TOLLMANN (1977, 1986, 1987 a, b). Andererseits weisen die Beobachtungen von F. ANGEL & R. STABER (1952) und R. A. CLIFF et al. (1971) auf vielfach noch erhaltene Intrusionszusammenhänge innerhalb der Zentralgneise hin.

Aufgrund der konträren Positionen, die einerseits einen zumindest teilweise erhaltenen Intrusionsverband zwischen verschiedenen Zentralgneistypen sehen (F. ANGEL & R. STABER, R. A. CLIFF et al.), andererseits an gleicher Stelle einen alpidischen Deckenbau postulieren (CH. EXNER, A. TOLLMANN), wurde in zwei Dissertationen (R. MARSCHALLINGER 1987 a, B. HOLUB 1988) versucht, eine diesbezügliche Klärung herbeizuführen.

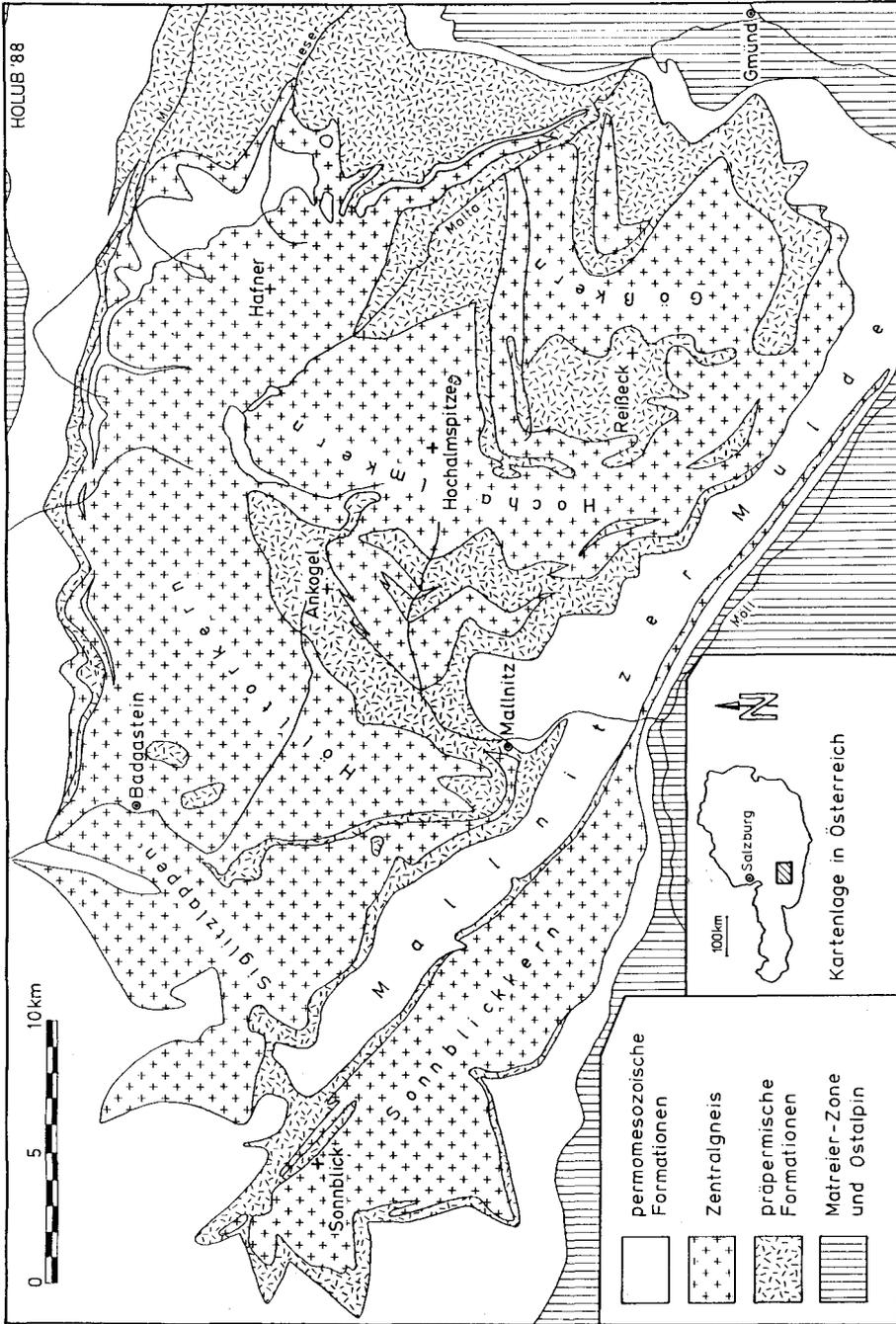


Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters. Zusammengestellt nach CH. EXNER (1964, 1979), R. A. CLIFF et al. (1971) und J. ALBER (1976); verändert und ergänzt durch eigene Aufnahmen.

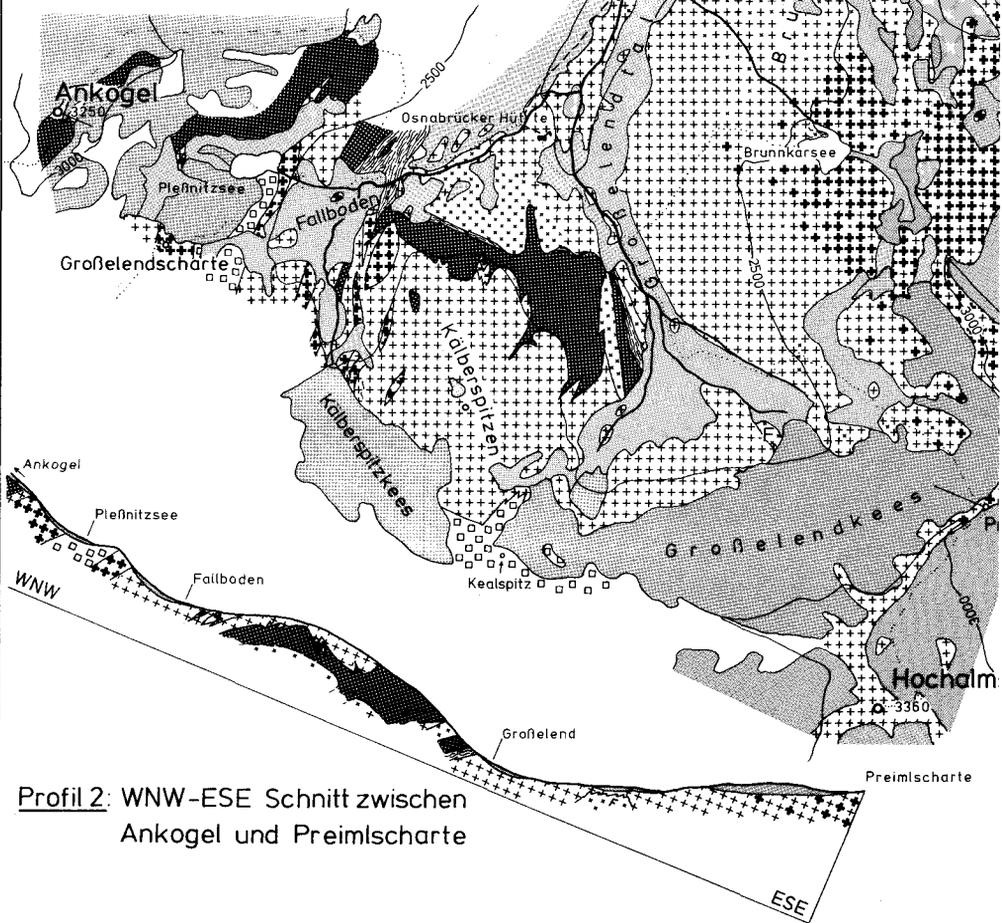
- Zentralgneis:**
-  Lamprophyr
 -  Kölnbreinleukogranit
F=Forellengneis
 -  Hochalporphyrygranit
 -  Maltatonalit
 -  Großelendflasergranit
 -  Leukotonalit

Intrusionstiefe ↑

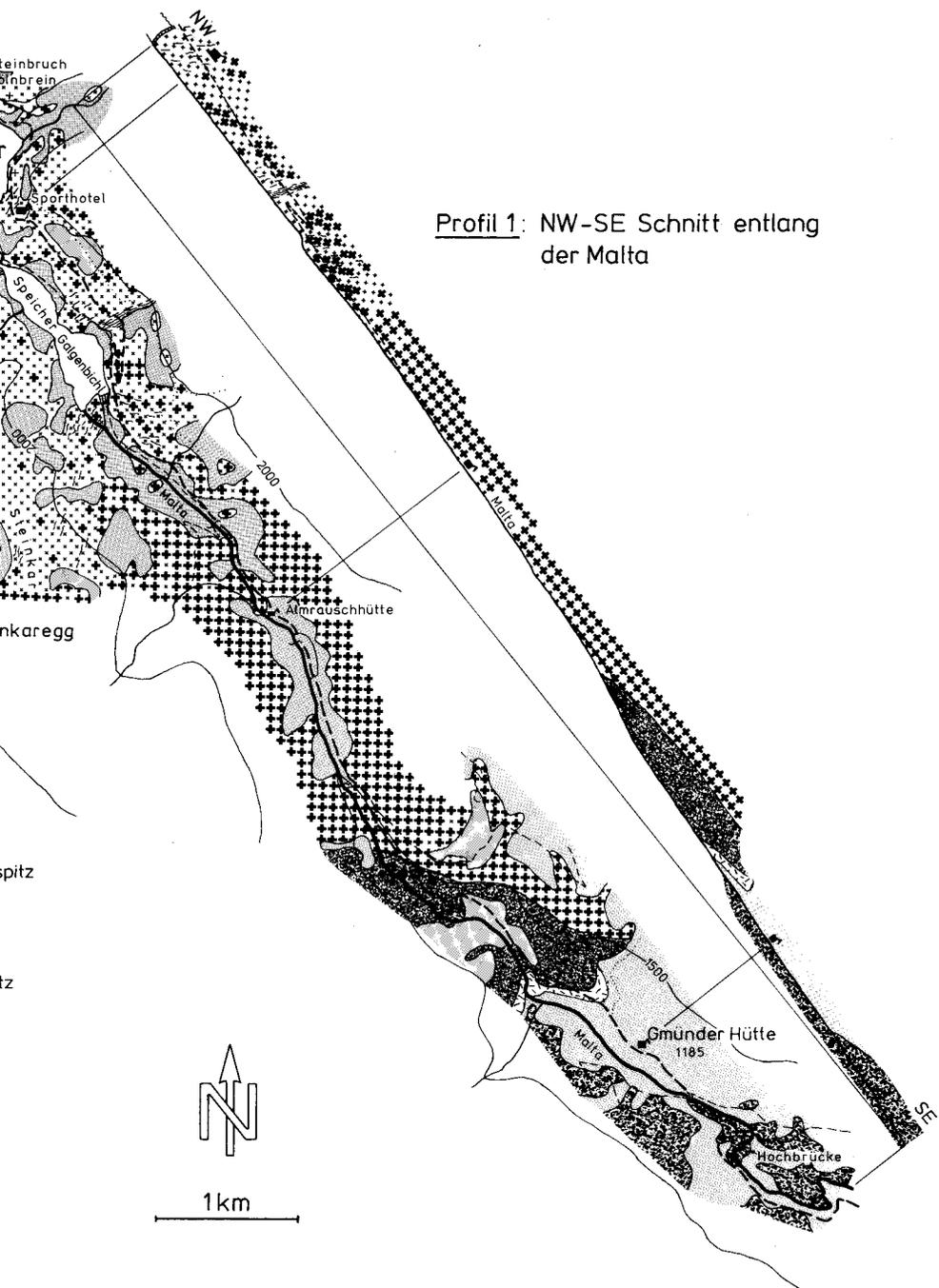
-  Quartär
-  Gletscher

präpermische Formationen (Altes Dach):

-  Metasedimente i.a.
-  basische-saure Metamagmatite
-  migmatische Zweiglimmergneise
-  migmatische Plagioklasgneise



Profil 2: WNW-ESE Schnitt zwischen Ankogel und Preimlscharte



Der obere Abschnitt des Maltatales und das Großelenldal stellen wegen des tiefgreifenden Taleinschnitts, der großflächigen Gletscherschliffe und der frischen Aufschlüsse entlang der Malta-Hochalm-Straße und des Kölnbreinspeichers ein ideales Untersuchungsgebiet für eine detaillierte geologisch-petrographische Bearbeitung dar. Es stellte sich heraus, daß dieses im Zentrum des Hochalm-Ankogel-Massivs gelegene Gebiet, in dem fast alle Zentralgneisvarietäten des östlichen Tauernfensters auftreten, während der alpidischen amphibolitfazialen Überprägung von Deformationseinflüssen weitgehend verschont geblieben ist.

Das kartierte Gebiet (Tafel 1) umfaßt auf Kartenblatt ÖK 156 (Muhr) das obere Maltatal zwischen der Hochbrücke und der Kölnbreinsperre, auf Blatt ÖK 155 (Bad Hofgastein) wird es von den Eckpunkten Kölnbreinspeicher, Ankogel und Hochalmspitze begrenzt.

Der hier vorliegende 1. Teil der Untersuchungsergebnisse behandelt die Petrographie und die Intrusionsbeziehungen der Zentralgneise und des Alten Daches, während im 2. Teil (R. MARSCHALLINGER & B. HOLUB, einger.) auf die geochemische und zirkontypologische Charakteristik der Zentralgneise eingegangen wird. Beide Teile stellen eine Zusammenfassung der zwei erwähnten Dissertationen dar.

2. Altes Dach der Zentralgneise

Im östlichen Tauernfenster gliedert sich das prävariszische Alte Dach der Zentralgneise in zwei Formationen, nämlich in

- die strukturell tiefer gelegenen altkristallinen Migmatite und
- in einem höheren Stockwerk Gesteine der Habachformation (vgl. Abb. 3).

2.1. Altkristalline Migmatitformation

Im SE-Bereich des Arbeitsgebietes tritt im Maltatal eine recht heterogene, migmatitische Gesteinsabfolge auf, welche sich nach S in streichender Fortsetzung über den Gößgraben bis zum Reißeck verfolgen läßt (F. ANGEL & R. STABER 1952; vgl. dazu Abb. 1); diese zumeist bändrigen, teils nebulitischen Migmatite wurden von F. ANGEL & R. STABER (1937) erstmals genauer petrographisch beschrieben; CH. EXNER (1980, 1982) stellt die Migmatite zum Altkristallin.

Innerhalb dieser Abfolge migmatitischer Paragneise konnten aufgrund petrographischer Kriterien zwei Gruppen unterschieden werden: die Migmatitischen Plagioklasgneise (ehemalige Grauwacken) im Liegenden und die Migmatitischen Zweiglimmergneise (ehemalige Tonschiefer) im Hangenden; im Maltatal sind diese Abfolgen durch eine zu den Zentralgneisen gerechnete Leukotonalitintrusion getrennt.

2.1.1. Migmatitische Plagioklasgneise

Die Migmatitischen Plagioklasgneise sind im Maltatal zwischen Koschach, wo sie von den Göß-Granitoiden intrudiert werden, bis auf die Höhe der Gmünder Hütte zu verfolgen; die hangende Grenze bildet der Intrusionskontakt des Leukotonalits.

Bei guter Erhaltung der Migmatitstrukturen (beispielsweise am großen Sprengaufschluß an der Malta-Hochalm-Straße bei der Hochbrücke) vermitteln die dunkelgraugrünen, mittelkörnigen Gesteine ein schlieriges, unruhig-nebulitisches Erscheinungsbild: undeutlich begrenzte, dm- bis m-große Paläosomschollen mit einem zumeist noch erkennbaren, älteren Lagenbau schwimmen in einem etwas helleren, diatektischen Neosom (Tafel 2 a).

In den Paläosomschollen zeigen sich mm-breite, streifige Anreicherungen von hellen und dunklen Mineralen. Die Biotite liegen als gut eingeregelt, schwarze Schüppchen vor; in Biotitanhäufungen ist schon makroskopisch eine Bestäubung durch hellgrüne Epidotkörnchen sichtbar. Teilweise finden sich bis mehrere mm große, dunkelgrüne Hornblendepismen und Titanite. Plagioklas, der den Modalbestand dominiert (Tabelle 1), bildet überwiegend xenomorphe Körner im mm-Bereich. Feinkörniger Quarz ist in mehrere mm-großen auselängten Nestern konzentriert.

In den diatektischen Partien wird dieses Gefüge nach und nach aufgelöst, bis es regellos-körnig erscheint. Hier zeigen die Plagioklase häufig eine kurzprismatische Eigenform und gelegentlich primärmagmatische Verzwilligung.

In den Migmatischen Plagioklasgneisen treten untergeordnet Einschaltungen von (teils recht grobkörnigen, „redwitzitischen“, G. TROLL 1968) Amphiboliten, boudinierte Gänge von Mikrotonaliten und Schollen von Titanitfleckendioriten auf (R. MARSCHALLINGER 1987 a). Häufig ist zu beobachten, daß Leukogranitgänge, Aplite und Pegmatite scharf und diskordant durch die Migmatitstrukturen schlagen.

2.1.2. Migmatische Zweiglimmergneise

Zwischen 1270 m und 1470 m schneidet die Malta-Hochalm-Straße eine Migmatitabfolge an, welche schon makroskopisch deutliche Unterschiede zu den Migmatischen Plagioklasgneisen aufweist: es handelt sich um graue, zweiglimmerige Migmatite mit bis zu mehrere cm großen Kalifeldspaten.

An ihrer Liegendgrenze werden die Migmatischen Zweiglimmergneise vom Leukotonalit intrudiert, die Hangendgrenze bildet der gut erhaltene Intrusionskontakt des Maltatonalits (Tafel 2 c). Das Paläosom (UV 435 in Tabelle 1) der Migmatitabfolge stellen feinkörnige, dunkelgraue Gneise dar; im Gegensatz zu den recht gleichmäßig verteilten Biotiten sind die Hellglimmer eher in Flatschen angereichert (Cordieritpseudomorphosen?); die hellen Gemengteile (Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat) sind überwiegend xenomorph ausgebildet. Eine beginnende Aufschmelzung der Paläosombereiche (s. K. R. MEHNERT 1968) zeigt sich in Form mm-breiter, noch unzusammenhängender Leukosomlagen und -augen (der annähernd „kotektische“ Modalbestand einer derartigen Leukosomanreicherung [UV 437] ist aus Tabelle 1 ersichtlich). Zunehmende Aufschmelzung führt zu typischen Bändermigmatiten mit cm-breiten Leukosomen (Tafel 2 b), in denen bereits cm-große Kalifeldspate mit primärmagmatischer Karlsbader Verzwilligung auftreten. Homogenisierung führt zu schlierig-nebulitischen Partien (UV 482), welche einen ganz ähnlichen Modalbestand aufweisen wie die Paläosome.

Gelegentlich auftretende Schollenzüge von Granatglimmerschiefern sind völlig in den migmatischen Verband eingegliedert.

2.2. Habachformation

In tektonisch höherer Position als die altkristallinen Migmatite (Abb. 3) treten im Ankogelbereich Gesteine der Habachformation (G. FRASL 1958) auf. Diese Gesteinsabfolge besteht, abgesehen von einem geringen Anteil an (Granat-)Glimmerschiefern, meist aus fein- bis grobkörnigen Amphiboliten mit gelegentlicher Granatführung, Biotitamphiboliten und Bänderamphiboliten. Letztere stellen mit einem Wechsel basischer bis saurer Lagen im mm- bis m-Bereich den verbreitetsten Typ dar (Tafel 2 d).

Die Amphibolite und Bänderamphibolite bilden eine mehr als 1000 m mächtige Abfolge, die den Ankogel aufbaut und mit den unterlagernden (Granat-)Glimmerschiefern einen Teil der NE-SW streichenden Ankogelsynform (= Seebachmulde) darstellt. Vergleichbare Gesteine ziehen im S bogenförmig um den Gößkern (CH. EXNER 1982) und finden sich auch in der Reißeckmulde (R. A. CLIFF et al. 1971) (vgl. Abb. 1). Auch Teile des Alten Daches vom Sonnblickkern werden nach J. ALBER (1976) der Habachformation zugerechnet.

Eine bis über 100 m mächtige Einlagerung von Bänderamphiboliten tritt in den Zentralgneisen N der Kälberspitzen auf (Tafel 1) und ist in flacher Lagerung auf etwa 2 km Länge erschlossen (Profil 2 in Tafel 1). In ihrem Hangenden wird sie von den Zentralgneisen intrudiert, wobei bis zu 100 m große Bänderamphibolitschollen aus ihrem primären Verband gerissen sind und nun isoliert im Zentralgneis schwimmen. Umgekehrt finden sich zahlreiche Zentralgneisapophysen, welche die Bänderamphibolite oft scharf diskordant durchschlagen (Tafel 2 d). Während die Intrusionskontakte im Hangenden der Bänderamphiboliteinlagerung von postvariszischen Deformationen weitgehend unbeeinflusst sind, ist das Liegende der Einlagerung mit den Zentralgneisen lokal stark verfaltet.

3. Zentralgneise

Im Untersuchungsgebiet sind die Zentralgneise über weite Bereiche nur geringfügig deformiert und zeigen musterhaft erhaltene Intrusionskontakte, weshalb eine in sich konsistente Intrusionsfolge der variszischen Granitoide erstellt werden kann.

Die hier vorgestellten Gesteinsbezeichnungen beruhen auf dem Nomenklaturprinzip plutonischer Gesteine nach A. STRECKEISEN (1973); gewisse alteingesessene Namen wie „Zentralgneis“ oder „Forellengneis“ werden jedoch beibehalten. Die Gesteinsbezeichnung nach STRECKEISEN verhindert, daß ein Gesteinstyp je nach dem Grad der Deformation mit mehreren Namen belegt wird.

In der geologischen Karte (Tafel 1) sind scharf begrenzte Gesteinskontakte mit einer Trennlinie versehen; an breiten Übergangszonen mit Ausbildung von Schollenmigmatiten verzahnen die Gesteinssignaturen ohne Trennlinie (vgl. Abb. 3).

Vor der Besprechung der einzelnen Zentralgneise sei festgehalten, daß zur petrographischen Charakterisierung der verschiedenen Zentralgneistypen ausschließlich Proben mit bestmöglicher Erhaltung des primärmagmatischen Gefüges herangezogen wurden. Freilich weisen die typisch plutonischen Gefüge allerorts Anzeichen metamorpher Überprägungen auf: Saussuritisierung der Plagioklase, Ausscheidung einer primär höheren Ti-Komponente des Biotits in Form sekundärer Ti-Mineraie

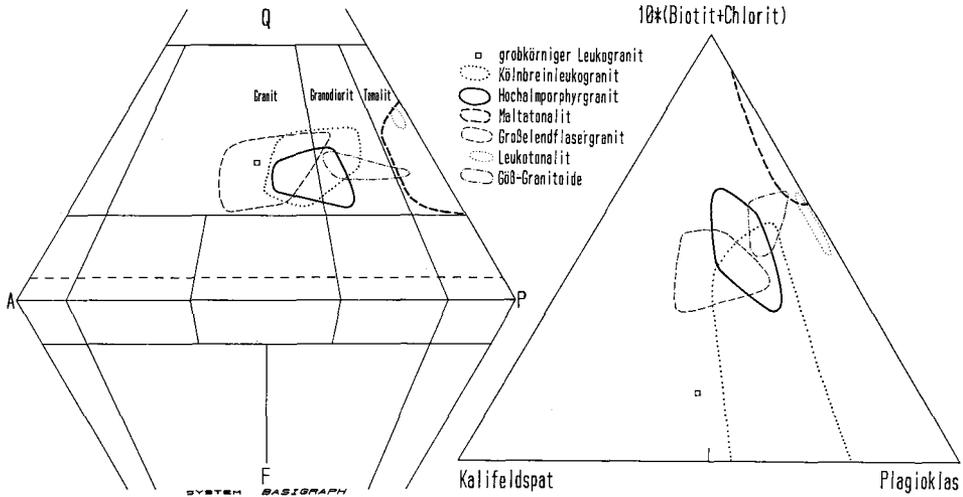


Abb. 2: Modale Zusammensetzung der bearbeiteten Granitoide im
a) STRECKEISEN-Diagramm

b) Dreiecksdiagramm Plagioklas-Kalifeldspat-Mafite

Den Feldern der Gesteine liegen sämtliche Modalbestände aus B. HOLUB (1988) und R. MARSCHALLINGER (1987 a) zugrunde. Ausgewählte Modalanalysen daraus sind in Tabelle 1 angeführt. Analyenauswertung mit dem Computer-Graphiksystem BASIGRAPH von R. MARSCHALLINGER & B. HOLUB (1987).

(Rutil, Titanit), retrograde Chloritisierung, randliche Rekristallisation und Verglimmerung der Feldspäte sowie Subkornbildung und Rekristallisation beim Quarz. Bisweilen sind die primären Gefüge durch Deformationseinflüsse völlig zerstört und durch granoblastische Gefüge ersetzt worden. Derart deformierte Gesteine besitzen auch makroskopisch eine ausgeprägte Gneistextur. Ausführliche Beschreibungen über das Deformationsverhalten von Zentralgneisen des östlichen Tauernfensters finden sich in S. PREY (1936), CH. EXNER (1950, 1957, 1982) und R. A. CLIFF et al. (1971).

Die Reihenfolge der nachstehenden Besprechung der einzelnen Zentralgneisvarietäten entspricht deren relativer Altersstellung und geht vom ältesten zum jüngsten Gestein.

3.1. Großelendflasergranit

Der wegen seiner straffen, flaserig wirkenden Schieferung auffällige Großelendflasergranit (B. HOLUB 1987) tritt in seiner typischen Ausbildung oberhalb des Großelendkeeses beim Kealspitz auf (Tafel 1). Die SE-Fortsetzung dieses Vorkommens findet sich außerhalb des kartierten Gebietes am Gipfel des Schneewinklspitz (SW der Hochalmspitze). Ein etwa 100 m mächtiger Zug vom Großelendflasergranit, der in den NE-SW gerichteten Baustil der Ankogelsynform einbezogen ist, zieht von etwas S der Großelendscharte zum Pleßnitzsee. Isolierte Schollen in jüngeren Zentralgneisvarietäten treten gehäuft S vom Fallboden auf.

Das helle, grobkörnige Gestein weist eine deutliche Trennung seiner hellen und dunklen Gemengteile auf, wobei der Biotit zu dünnen gewellten Zeilen ausgelängt ist (Tafel 3 a). Dies verleiht dem Großelendflasergranit im schieferungsparallelen Bruch sein charakteristisches dunkel glänzendes Aussehen. Aus der hellen Quarz-Feldspat-Matrix treten bisweilen bis 1 cm große Kalifeldspate hervor und vereinzelt sieht man winzige Granate. In den in Tabelle 1 aufgelisteten Modalbeständen zeigt sich das generelle Überwiegen von Kalifeldspat gegenüber Plagioklas bzw. Quarz (vgl. auch Abb. 2). Biotit ist das einzige nennenswerte mafische Mineral, Hellglimmerführung ist auf stark deformierte Gesteinspartien beschränkt. Trotz des weitgehend rekristallisierten Mineralbestandes sind noch primäre Feldspate erhalten.

Ein wahrscheinlich dem Großelendflasergranit entsprechendes Gestein wurde von F. ANGEL & R. STABER (1937, 1952) als „Grobgranit“ beschrieben, aber kartenmäßig nicht erfaßt. Bei H. HAWLE (1956) findet man eine entsprechende Abbildung eines „Flasergneises“. Die nun durchgeführte Kartierung (B. HOLUB 1988) erbrachte, daß der Großelendflasergranit zumindest im Untersuchungsgebiet den ältesten Zentralgneistyp darstellt, wenngleich er sehr selten auch Augengneisschollen besitzt, deren eigenständige Verbreitung aber bisher nicht nachgewiesen werden konnte. An einigen wenigen Lokalitäten tritt der Großelendflasergranit im Kontakt mit Metavulkaniten der Habachformation auf, was die jüngere Stellung des Metagranits belegt.

3.2. *Maltatonalit*

Die im Arbeitsgebiet auftretenden Biotittonalite wurden nach dem Hauptvorkommen im Maltatal, wo sich entlang der Malta-Hochalm-Straße hervorragende und leicht zugängliche Aufschlüsse anbieten, als „Maltatonalit“ bezeichnet (R. MARSCHALLINGER 1987 a, b). Dazu gehört das ausgedehnte Verbreitungsgebiet im Bereich Langkar-Steinkaregg-Oberlercherspitz-Brunnkarsee und kleinere Maltatonalitkörper in der Migmatitzone beim Speicher Galgenbichl. Etwas weiter westlich treten mehrere Tonalitzüge im Gebiet Großelendscharte-Fallboden-Kälberspitzkees auf. Zusätzlich findet man – gehäuft in der Nähe der erwähnten Vorkommen – in den jüngeren Granitoiden immer wieder Schollen des Maltatonalits, welche in Tafel 1 jedoch nur schematisch ausgeschieden wurden. Insgesamt stellen die erwähnten Vorkommen die nördlichen Anteile eines größeren, flachlagernden Tonalitkörpers dar, welcher sich nach SW durch den Gößgraben bis ins Reißbeck-Gebiet verfolgen läßt (F. ANGEL & R. STABER 1952, R. A. CLIFF et al. 1971).

In seiner typischen Ausbildung kann man den Maltatonalit an den frischen Straßenaufschlüssen unterhalb der Almrauschhütte studieren: es handelt sich um ein massiges, mittelkörniges (3–6 mm) Gestein, das durch den starken farblichen Kontrast zwischen netzwerkbildenden Biotitaggregaten einerseits und Plagioklasleisten bzw. Quarznestern andererseits schwarz-weiß gesprenkelt wirkt; unregelmäßig verteilt erkennt man braune Orthitkörner und Titanite, nur selten sind bis cm-große idiomorphe Kalifeldspate zu finden. Häufig ist der Maltatonalit durch inhomogene Biotitverteilung leicht schlierig, wobei die cm-breiten Schlieren der undeutlichen Mineralregelung des Tonalits parallellaufen. Gelegentlich treten in diesem syntektonisch intrudierten Tonalit auch geringmächtige granodioritische Partien (Tabelle 1,

Tab. 1: Ausgewählte Modalanalysen von Zentralgneisen und Gesteinen der altkristallinen Migmatitformation. Angaben in Vol%. Klinozoisit-/Hellglimmerfüllung der Plagioklase zum Plagioklas gerechnet. Verzeichnis der Probenfundpunkte in R. MARSCHALLINGER (1987a) bzw. B. HOLUB (1988).

Großendfasergranit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 237	21	37	31	6	1	1	—	GOM—E
UV 245	33	25	38	4	×	×	—	GOMKE
UV 325	27	26	39	7	—	×	—	GO—E
UV 326	21	30	43	4	—	×	—	GO—E
UV 423	23	31	39	5	—	×	—	GO—KE

Maltatonalit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 22	26	52	×	19	1	×	—	—O—E
UV 24	30	43	2	19	×	3	—	—O—E
UV 139	32	48	×	15	1	1	—	—O—E
UV 259	35	43	2	19	×	×	—	—OM—E
UV 267	29	49	5	15	1	×	—	—OM—E
UV 269	27	43	15	11	1	1	—	—O—E
UV 460	25	53	2	16	×	2	—	—O—E

Dioritische Scholle im Maltatonalit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 140	×	42	—	18	—	1	35	—O—E

Hochalmporphyrgranit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 1	22	47	21	8	×	×	—	—O—E
UV 59	32	44	19	3	1	×	—	GO—E
UV 91	20	48	19	4	5	2	—	GO—E
UV 219	24	36	31	6	2	×	—	G—M—E
UV 230	28	33	28	5	5	×	—	G—M—E
UV 238	22	32	28	9	5	3	—	—E
UV 254	29	40	24	4	2	×	—	GO—E

Kölnbreinleukogranit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 20	29	41	24	4	1	×	—	GOMKE
UV 56	28	42	23	—	4	2	—	GOM—
UV 72	30	39	20	2	6	1	—	G—M—E
UV 80	34	33	26	×	4	1	—	GO—E
UV 217	27	44	20	2	7	×	—	G—M—E
UV 258	34	36	22	2	3	2	—	GO—E

Grobkörniger Leukogranit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 469	29	29	32	1	7	1	—	—O—E

Leukotonalit								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 190	37	52	2	5	2	1	—	—O—E
UV 444	39	48	2	8	1	1	—	—O—E

Göß-Granitoide								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 25	28	50	11	8	×	2	—	—O—E
UV 175	25	43	18	9	×	4	—	—O—E
UV 181	31	41	20	5	×	1	—	GO—KE
UV 304	26	55	7	10	×	1	—	—O—E
UV 355	29	46	16	7	×	1	—	—O—E

Migmatische Plagioklasgneise								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 188	22	49	3	21	×	5	—	—OMKE
UV 359	23	52	—	16	×	3	5	—M—E
UV 373	19	55	×	15	×	2	6	—OM—E

Migmatische Zweiglimmergneise								
Probe	Qu	Plag	Kf	Bi	Hgl	Kz	Hbl	Akz
UV 435	27	35	10	19	8	×	—	—M—E
UV 437	27	28	36	3	6	×	—	—M—E
UV 482	32	35	9	16	7	×	—	—M—E

Qu	Quarz	G	Granat
Plag	Plagioklas	O	Orthit
Kf	Kalifeldspat	M	Monazit
Bi	Biotit	K	Karbonat
Hgl	Hellglimmer	E	opake Minerale
Kz	Epidotminerale			
Hbl	Hornblende	x	unter 1%
Akz	Akzessorien	—	abwesend

Akzessorisch treten in allen Gesteinen Chlorit, Apatit, Titanit und Zirkon auf.

UV 269) auf, welche sich durch ihre auffälligen Kalifeldspat-Augen deutlich abheben. Immer wieder treten im Maltatonalit Gruppen dm-langer, hornblendeführender, brotlaibförmiger Dioritschollen auf (Tabelle 1).

Unter dem Mikroskop zeigt der Maltatonalit eine weitgehende Erhaltung der primärmagmatischen Gefügeeigenschaften: die frühausgeschiedenen Phasen – Zirkon, Apatit, feintrhythmisch zonierter Orthit und rötlicher Titanit – sind zusammen mit Biotit in Nestern angehäuft. Die Plagioklase zeigen noch primärmagmatische Leistenform und Komplexverwilligung, wobei das Karlsbader Gesetz, polysynthetisches Albit- und Periklingesetz auftreten; eine ursprünglich unterschiedliche Verteilung des Anorthitgehalts wird durch zonare und fleckenförmige Klinozoisit- und Hellglimmerfüllungen abgebildet. Auch die Quarze liegen noch in den alten zwickelfüllenden Nestern vor.

Aus Tabelle 1 geht hervor, daß dem Maltatonalit die Hornblende, ein für Tonalite normalerweise typisches Mineral (G. DAL PIAZ & A. BIANCHI 1934, W. H. TAUBENECK 1957, L. AGUIRRE et al. 1974, P. C. BATEMAN & B. W. CHAPPELL 1979), grundsätzlich fehlt. Lediglich in der Nähe sich auflösender dioritischer Schollen kann man auch im Maltatonalit vereinzelte, übernommene Hornblenden finden. In Abb. 2 ist sichtbar, daß im Modalbestand hauptsächlich das Verhältnis Quarz-Plagioklas variiert, während die Kalifeldspatgehalte sehr niedrig bleiben.

Sowohl an der Liegend- als auch an der Hangendgrenze des großen Tonalitkörpers im Maltatal sind die alten Intrusionskontakte erhalten geblieben. Der Intrusionskontakt gegen die Migmatischen Zweiglimmergneise ist direkt im Flußbett der Malta in 1430 m SH hervorragend aufgeschlossen (Tafel 2 c): der Maltatonalit drang konkordant in die Migmatischen Zweiglimmergneise ein und wurde durch unvollständige Assimilation von Material aus diesen migmatischen Paragneisen stark schlierig. Eine ähnliche Situation, welche lediglich durch die Intrusionen der jüngeren Granitoide kompliziert wurde, liegt im Bereich der Migmatitzone beim Speicher Galgenbichl vor: hier intrudierte der Maltatonalit lagenförmig in eine Abfolge von Amphiboliten, Biotitschiefern und Äquivalenten der Migmatischen Zweiglimmergneise. Der Maltatonalit ist also eindeutig jünger als die Serien des Altkristallins und – im Maltatal – mit diesen noch im ursprünglichen Intrusionsverband.

Weitere Informationen über die relative Altersstellung des Maltatonalits zu den übrigen Zentralgneisen bieten die Aufschlüsse im Bereich des Fallboden, wo der Maltatonalit den Großelendflasergranit in Form geringmächtiger Gänge durchschlägt; zum Zeitpunkt der Tonalitintrusion war der Großelendflasergranit bereits geschiefert, was die zahlreichen, deutlich geregelten und gegeneinander verdrehten Schollen im Maltatonalit belegen.

3.3. Hochalmporphyrgranit

Im östlichen Tauernfenster ist der Hochalmporphyrgranit mit seinen charakteristischen porphyrischen Kalifeldspat-Augen die flächenmäßig verbreitetste Zentralgneisvarietät. Er dominiert den Bereich zwischen der Hochalmspitze, den Kälberspitzen und dem Süden des Kölnbreinspeichers und tritt in stark abnehmender Häufigkeit auch noch nördlich des Kölnbreinspeichers auf. Gemeinsam mit anderen Zentralgneisen begegnet man ihm auch in der Umgebung der Großelendscharte und im

hinteren Langkar (Tafel 1). Außerhalb des Untersuchungsgebietes baut dieser von CH. EXNER als „Typozentralgneis“ (1957), „Hochalm-Metagranit“ (1979) oder „grobkörniger Granitgneis der Hochalmspitze“ (1982) bezeichnete, sehr homogene Zentralgneistyp weite Teile des Hölltorkerns auf und ist auch bis weit S der Hochalmspitze zu verfolgen. Nach A. WINKLER (1923) dürften ebenso die porphyrischen Granite des Sonnblickkerns dem hier besprochenen Gestein entsprechen.

Der hellgraue und in kaum deformiertem Zustand grobkörnig-massige Hochalmporphyrgranit ist durch das regelmäßige Auftreten durchschnittlich 1 cm (in Ausnahmefällen bis über 10 cm) großer idiomorpher Kalifeldspate gekennzeichnet (Tafel 3 a, c). Die Größe der übrigen Minerale übersteigt hingegen nur selten 5 mm. Kaum deformiert tritt der Hochalmporphyrgranit in seiner typischen Ausbildung bei der Osnabrücker Hütte auf (B. HOLUB 1988). In solchen Bereichen ist der primärmagmatische Mineralbestand sehr gut erhalten: die porphyrischen Kalifeldspate besitzen dann noch Orthoklasoptik (A. WEBER 1941) und schon G. FRASL (1954) erkannte neben zahlreichen zonar eingeschlossenen Mineralen einen bisweilen erhaltenen oszillatorischen Zonarbau. Die Biotite sind häufig noch sperrig angeordnet, während Quarz mit den Feldspäten grob verzahnt ist. Letztere sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Zu Augengneisen deformierte Hochalmporphyrgranite weisen um die porphyrischen Kalifeldspate dünne Hellglimmerhäutchen auf. Die genauen Modalbestände von ausgewählten Hochalmporphyrgraniten sind in Tabelle 1 angeführt und im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 2 a) wird die granodioritische bis granitische Zusammensetzung des Gesteins verdeutlicht.

Sehr selten treten im Hochalmporphyrgranit $\frac{1}{2}$ m große brotlaibförmige, feinkörnige graue Schollen granitischer Zusammensetzung auf, die als typische Besonderheit etwa nußgroße biotit- und hellglimmerreiche Butzen enthalten.

Die Metavulkanite (Bänderamphibolite) der Habachformation werden im Bereich NW bis NE der Kälberspitzen vom Hochalmporphyrgranit intrudiert. Neben zahlreichen diskordanten Granitapophysen (Tafel 2 d) ragen aus ihrem Verband gerissene Bänderamphibolite steil in den Hochalmporphyrgranit oder schwimmen gemeinsam mit wenigen Grobkornamphiboliten und Glimmerschiefern als Schollen in diesem. Der Großelendflasergranit wird zwischen den Kälberspitzen und der Großelendscharte vom Hochalmporphyrgranit diskordant durchschlagen oder in bis über hausgroße Schollen zerlegt (Tafel 3 a).

Die Kontaktverhältnisse des Hochalmporphyrgranits zum älteren Maltatonalit sind gebietsweise unterschiedlich ausgebildet: zwischen Großelendscharte und Kälberspitzkees tritt der Maltatonalit in Form mehrerer max. 100 m mächtiger Züge oder Großschollen mit scharfen Kontakten zum umschließenden Hochalmporphyrgranit auf. Stellenweise sind geschieferte und gegeneinander verdrehte Schollen von Maltatonalit zu beobachten, was eine zumindest lokale Verschieferung des Maltatonalits vor der Intrusion durch den Hochalmporphyrgranit beweist.

Gänzlich anders sind die Kontakte zwischen dem Hochalmporphyrgranit und dem unterlagernden Hauptkörper des Maltatonalits beschaffen. Im südlichen Brunnkar, im Langkar und gegen S zur Preimlscharte hin ist eine bis über 1 km breite, als „*Brunnkarmigmatit*“ (B. HOLUB 1988) bezeichnete Migmatitzone ausgebildet. Hier wird der Maltatonalit von einem engstehenden Intrusionsnetzwerk cm bis über 10 m breiter Hochalmporphyrgranitgänge durchzogen, wobei Teile des

Maltatonalits in den Hochalmporphyrgranit hineingeschleppt sind (Tafel 3 b). Neben solchen Schollenmigmatiten treten im Brunnkarmigmatit Bereiche mit kontinuierlichen Übergängen zwischen Hochalmporphyrgranit und Maltatonalit auf. Dabei nimmt der Gehalt an porphyrischem Kalifeldspat ab und der Biotitgehalt zu. Ähnliche diffuse Übergangszonen zwischen den beiden Gesteinen werden auch von R. A. CLIFF et al. (1971) in südlicher Fortsetzung aus dem Gößgraben beschrieben.

3.4. Kölnbreinleukogranit

Nördlich an das Verbreitungsgebiet des Hochalmporphyrgranits anschließend, baut der Kölnbreinleukogranit (B. HOLUB 1987) die Umgebung des Kölnbreinspeichers auf, wo er im großen Steinbruch Kölnbrein in seiner typischen Beschaffenheit und leicht zugänglich zu studieren ist. Im nördlichen Brunnkar und im äußeren Langkar besitzt der Kölnbreinleukogranit ein geschlossenes Verbreitungsgebiet. Von dort wird er gegen S hin allmählich von den älteren Zentralgneisen – Maltatonalit und Hochalmporphyrgranit – abgelöst. Die vom Hauptkörper entferntesten Leukogranitgänge trifft man beim Großelendkees im Hochalmporphyrgranit und im Maltatal etwa auf Höhe der Almrauschhütte im Maltatonalit. Auch SW der Osnabrücker Hütte tritt ein kleines Vorkommen von Kölnbreinleukogranit zutage. Nördlich des Untersuchungsgebietes baut der massige Zentralgneiskörper das Kleinendtal und die oberen Abschnitte des Großarl- und des Kötschachtales auf und findet sich auch im Bereich des Rotguldensees. In diesen Gebieten wird der Kölnbreinleukogranit von CH. EXNER (1982) als „leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit“ bezeichnet; das gleiche Gestein wurde von F. ANGEL & R. STABER (1937, 1952) mit dem Namen „Aplitgranit“ belegt.

Die Farbe des Kölnbreinleukogranits variiert je nach dem Mafitgehalt von hellgrau (Tafel 3 c, d) bis mittelgrau. Die starke Schwankung des Biotitgehalts zeigt sich deutlich im Diagramm Feldspäte versus Mafite (Abb. 2 b). Im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 2 a) belegt der Kölnbreinleukogranit – ähnlich wie der Hochalmporphyrgranit – ein Feld granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Die Hellglimmergehalte hängen stark vom Deformationsgrad des Gesteins ab und können bei durchschnittlich 4% mehr als 15% erreichen (Tabelle 1, Probe UV 16). Durch die flaserig angeordneten Hellglimmerschüppchen besitzen deshalb stark deformierte Kölnbreinleukogranite ein grünlich-graues Aussehen.

Die erhöhten Biotitgehalte des Kölnbreinleukogranits (Tabelle 1, Probe UV 20) sind deformationsunabhängig durch die Kontamination mit biotitreicheren Nebengesteinen zu erklären, da solche im Zuge der Intrusion vom Kölnbreinleukogranit häufig nicht vollständig assimiliert wurden. Eine solche Kontamination zeigt sich sehr deutlich durch das Auftreten unscharf begrenzter biotitreicher Schlieren oder kleiner Butzen im Gestein. In schmalen und scharf durch das Nebengestein schlagenden Leukogranitgängen stellen gangparallele biotitreiche Schlieren ein erhaltenes magmatisches Fließgefüge dar (Tafel 3 d).

Das häufige Auftreten hypidiomorpher, gedrungen prismatischer Plagioklase, deren Füllungsminerale einen ehemaligen oszillatorischen Zonarbau nachzeichnen, belegt die vielfach weitgehende Erhaltung des primären Mineralbestandes im Kölnbreinleukogranit. Auch die Kalifeldspäte sind nur gering perthitisiert und triklini-

siert. Der Biotit besitzt noch einen sehr kräftigen Pleochroismus und bildet sperrig verwachsene Blättergruppen. Häufig atollförmig gewachsene Granate bilden einen für den Kölnbreinleukogranit charakteristischen akzessorischen Gemengteil.

Der Kölnbreinleukogranit intrudierte als posttektonischer variszischer Pluton in mehreren Schüben die älteren Zentralgneise und vom Alten Dach sowohl die altkristallinen Migmatite im Maltatal als auch die Gesteine der Habachformation im Ankogelgebiet. Der posttektonische Charakter der Intrusion zeigt sich eindringlich in bis mehrere Meter breiten schnurgeraden Leukogranitgängen, die ohne nennenswerte Deformation den deutlich geschieferten Maltatonalit und den mit diesem leicht verfalteten Hochalmporphyrgranit in einem kreuz und quer stehenden Netzwerk durchschlagen (Tafel 3 d). Die diskordante Platznahme des Kölnbreinleukogranits kommt in Abb. 3 zum Ausdruck, wo mit den zahlreichen Leukogranitapophysen jene steilstehende, bis km breite Kontaktzone zum Hochalmporphyrgranit und zum Maltatonalit angedeutet ist, die im Brunnkar und im Langkar die prächtigsten Schollenmigmatite bildet.

3.4.1. Forellengneis

Im Untersuchungsgebiet konnten zwei bisher unbekannte Vorkommen von Forellengneis aufgefunden werden, nämlich direkt beim derzeitigen Gletschermund des Großelendkeeses im Kontakt mit Hochalmporphyrgranit und im abgesprengten Felsmaterial vom Steinbruch Kölnbrein, wo der Forellengneis vom Kölnbreinleukogranit umschlossen wird. Die Forellengneise beider Lokalitäten entsprechen vollkommen jenen altbekannten Vorkommen (z. B. aus dem Anlaufstal bei Böckstein), die von F. ANGEL & R. STABER (1937) ausführlich beschrieben wurden.

Die namensgebenden (F. BERWERTH), etwa handtellergrößen aber mm-dünnen elliptischen Flasern, die vorwiegend aus Hellglimmer, Quarz und untergeordnet Biotit bestehen, sind regelmäßig im Gestein verteilt und werden in Übereinstimmung mit F. ANGEL & R. STABER (1937) als Schollen interpretiert, während CH. EXNER (1961, 1983) die „Forellen“ als metamorphe Differentiationsprodukte deutet.

Übereinstimmung mit CH. EXNER (1957, 1983) besteht hingegen in der Ansicht, daß der Forellengneis eng mit dem Kölnbreinleukogranit (= Plagioklasgranit EXNERS) verbunden ist, da die schollenfreie Matrix des Forellengneises petrographisch dem Kölnbreinleukogranit völlig entspricht.

3.5. Grobkörniger Leukogranit

Zwischen Sperre Galgenbichl und Sporthotel finden sich in den Straßenaufschlüssen vereinzelt dm- bis m-mächtige Gänge eines grobkörnigen Leukogranits; das fast reinweiße Gestein, welches durch grünlichgraue, bis cm-große Hellglimmeranreicherungen charakterisiert ist, zeigt bei näherer Betrachtung eine weitgehende Erhaltung des primärmagmatischen Gefüges mit bis cm-großen, flachtafeligen Kalifeldspaten, etwas kleineren Plagioklasen, zwickelfüllenden Quarzaggregaten und spärlich vorhandenen Biotittäfelchen. Im Modalbestand (Tabelle 1) unterscheidet sich das Gestein durch den höheren Kalifeldspat- und Hellglimmergehalt deutlich vom Kölnbreinleukogranit (siehe auch Abb. 2).

3.6. *Lamprophyre*

Vorwiegend im Kölnbreinleukogranit treten seltene, etwa 1 m mächtige metamorphe Lamprophyre auf, welche steilstehend NE–SW streichen. Solche Ganggesteine finden sich an den Straßenaufschlüssen entlang des Kölnbreinspeichers unmittelbar S bzw. 700 m NE vom Reckenbichl und auch nahe der Wegabzweigung zur Arlscharte. Der Lamprophyre beim Nordende des Speichers Galgenbichl wurde bereits von CH. EXNER (1982) beschrieben.

Die deutlich geschieferten, grünbraunen Ganggesteine besitzen neben bis 5 mm großen, teils leistenförmigen reliktschen Plagioklasen eine feinkörnige Matrix aus Biotit, Plagioklas, Hornblende und reichlich Epidot. Untergeordnet treten Quarz, Titanit und Apatit hinzu.

Während die bisher besprochenen Zentralgneisvarietäten eine zusammenhängende Intrusionsabfolge darstellen, ist es zur Zeit aufgrund im Untersuchungsgebiet nicht beobachteter Intrusionskontakte nicht möglich, die beiden noch zu besprechenden Zentralgneistypen – Göß-Granitoide und Leukotonalit – in diese Abfolge zeitlich einzubinden.

3.7. *Göß-Granitoide*

Im Bereich des Gößgrabens tritt als tektonisch tiefste Einheit des östlichen Tauernfensters der „Orthogneis des Göß-Kerns“ (CH. EXNER 1980) auf. Die in weiterer Folge als Göß-Granitoide bezeichneten Gesteine intrudierten die weiter gegen N anstehenden altkristallinen Migmatite. Die Göß-Granitoide sind in einigen Steinbrüchen in der Umgebung von Koschach (am Zusammenfluß von Gößbach und Malta) hervorragend aufgeschlossen. Der dort anstehende Hauptgesteinstyp ist ein straff geregelter, hellgrauer Augengneis, bei dem auf den Schieferungsflächen eine starke Lineation auffällt. Besonders in biotitreichen Striemen sind grünliche Epidotkörnchen, braune Orthite und gelbbraune Titanite angereichert. In diese mittelkörnige, hell-dunkel gestreifte Matrix sind bis cm-große Kalifeldspat-Augen eingelagert, bei denen schon makroskopisch erkennbar ist, daß besonders die Innenbereiche häufig noch klar durchsichtig erhalten sind bzw. Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz und zonar angelagerte Einschlüsse von Plagioklasen und Biotitschüppchen zeigen. Mikroskopisch ist zu sehen, daß die Kalifeldspate in den Innenbereichen in flau Mikrokline umgestellt wurden und im Randbereich zunehmend härtere Gitterung und stärkere Rekristallisation zeigen. Die Plagioklasen sind wesentlich stärker rekristallisiert; ab und zu erhaltene Plagioklasleisten (Oligoklasen) weisen eine äußerst schwache Füllung auf, was auf primär niedrige Anorthitgehalte schließen läßt; fallweise blieben primärmagmatische Komplexverzwilligungen und Antiperthitflecken erhalten.

Aus der Modalbestandstabelle geht hervor, daß bei den untersuchten Göß-Granitoiden granodioritische Typen dominieren; untergeordnet auftretende tonalitische Varianten – wie sie etwa bei den Göß-Fällen anstehen (R. MARSCHALLINGER 1987 a) – fallen schon makroskopisch durch das Fehlen der markanten Kalifeldspat-Augen auf.

Die Göß-Granitoide intrudierten die weiter im N anschließenden altkristallinen Migmatite (CH. EXNER 1980); dementsprechend finden sich in den großen Aufschlüssen der Steinbrüche bei Koschach immer wieder Dachgesteinsschollen – hauptsächlich Biotitschiefer, Amphibolite und Hornblendite.

3.8. *Leukotonalit*

Der markante Steilabfall der Langen Wand (Malta-Hochalm-Straße, oberhalb der Gmünder Hütte) wird von einem Leukotonalitkörper aufgebaut (Tafel 1), welcher am Übergang zwischen den beiden altkristallinen Migmatitserien intrudierte (Abb. 3); Gänge des Leukotonalits finden sich sowohl in den Migmatischen Plagioklasgneisen als auch in den Migmatischen Zweiglimmergneisen. Im großen Aufschluß der Langen Wand schwimmen im Leukotonalit m-große, sich schlierig auflösende Schollen der Migmatischen Zweiglimmergneise.

Der Leukotonalit ist ein hellgraues bis weißgraues, mittelkörniges Gestein mit spärlicher Biotitführung. Trotz einer deutlichen Schieferung – und einer damit verbundenen Rekrystallisation – blieben die Plagioklase teils noch in primärmagmatischer Leistenform und nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt erhalten. Die äußerst spärliche Klinozoisitfüllung dieser Oligoklase weist auf einen primär niedrigen Anorthitgehalt hin. Quarz bildet feinkörnige Zwickelfüllungen. Der nur in geringem Ausmaß vorhandene Kalifeldspat (siehe Tabelle 1) tritt lediglich xenomorph auf. Im STRECKEISEN-Diagramm (Abb. 2 a) fallen die Proben ins Tonalitfeld; der geringe Mafitgehalt wird in Abb. 2 b verdeutlicht.

In der Nähe sich auflösender Schollen von Migmatischen Zweiglimmergneisen wird der Leukotonalit durch inhomogene Biotitverteilung häufig etwas schlierig, auch der Hellglimmergehalt steigt.

4. Diskussion

In den vorangegangenen Kapiteln konnte gezeigt werden, daß der durch das variszische Intrusionsgeschehen geprägte Bauplan im Untersuchungsgebiet noch weitgehend erhalten blieb, und es somit möglich ist, innerhalb der Zentralgneise eine in sich konsistente Intrusionsfolge abzuleiten. Eine schematische Darstellung dieses variszischen Bauplans bietet die Abb. 3: Das Alte Dach im Liegenden der Zentralgneise besteht aus einer Abfolge altkristalliner migmatischer Paragneise, wogegen die Dachgesteine im Hangenden von Gesteinen der Habachformation gebildet werden, welche im wesentlichen aus gebänderten Metavulkaniten, sowie untergeordnet aus Metagabbros und tonigen Metasedimenten bestehen. Die Habachformation wird von den Zentralgneisen teils unter Bildung von Großschollen scharf und diskordant durchschlagen.

Das älteste Glied der innerhalb der Zentralgneise beobachteten Intrusionsabfolge stellt der nur im SW-Teil des Arbeitsgebiets verbreitete Großelendflasergranit dar, welcher erst nach einer kräftigen Deformation vom Maltatonalit intrudiert wurde. Beim flach lagernden Maltatonalit handelt es sich um eine syntektonische Intrusion, die beim konkordanten Eindringen in die altkristallinen Migmatite durch Assimilation dieser Nebengesteine besonders im Randbereich schlierig wurde. Im Zuge der

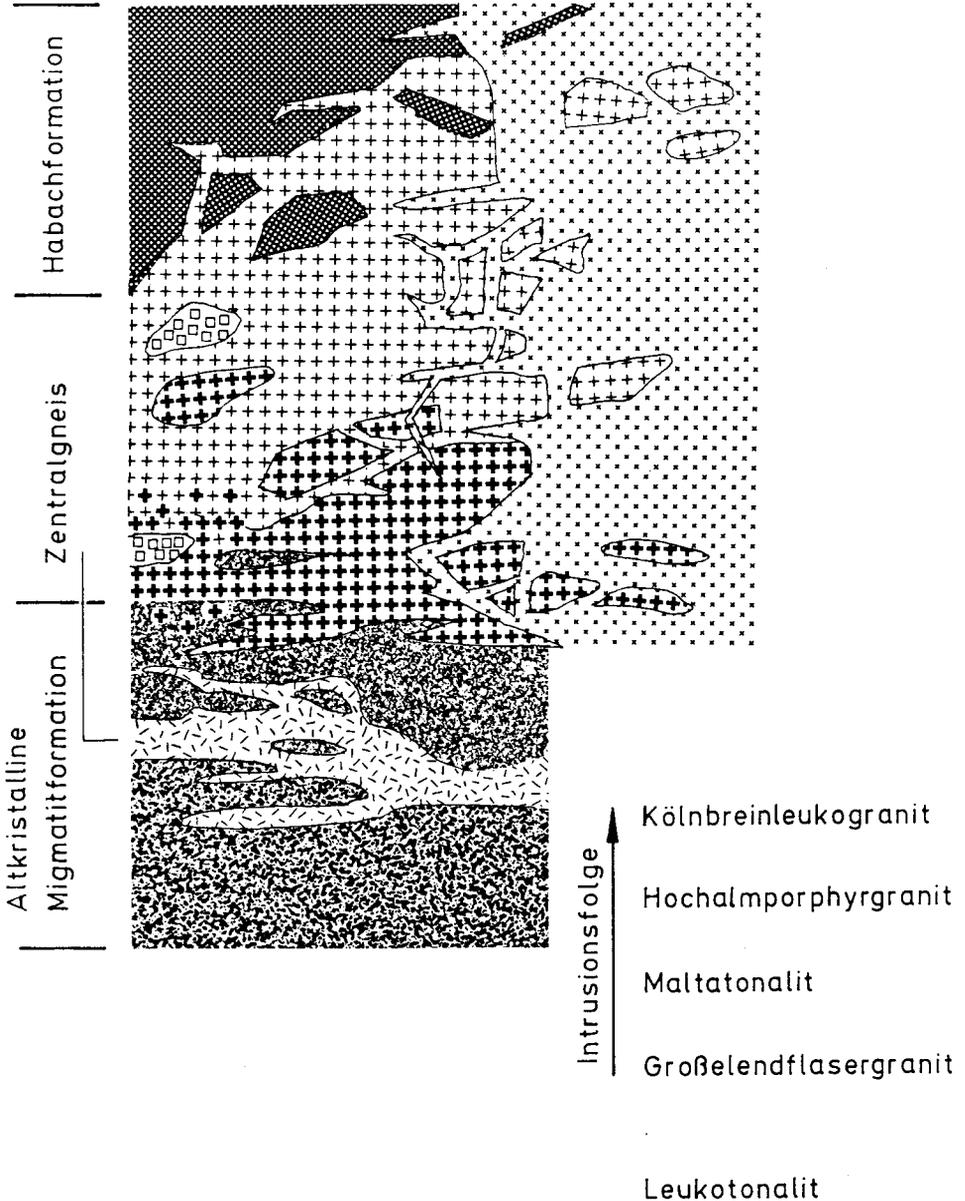


Abb. 3: Schematisierter Schnitt durch den Intrusionsverband im Untersuchungsgebiet: Die Zentralgneise intrudieren im Liegenden und im Hangenden Gesteine des Alten Daches. Die Intrusionsabfolge der Zentralgneise weist einerseits kontinuierliche Gesteinsübergänge (Schlierenmigmatite), andererseits scharf begrenzte Intrusionskontakte (Schollenmigmatite) auf. Schollen der älteren Zentralgneise zeigen mit wachsender Entfernung vom Intrusionskontakt eine zunehmende Entfestigung und Zurundung. Die Gesteinsignaturen entsprechen Tafel 1.

nachfolgenden spätektonischen Platznahme des Hochalmporphyrgranits kam es im Kontaktbereich zum Maltatonalit zur Ausbildung einer breiten Schlieren- und Schollenmigmatitzone (Brunnkarmigmatit). Der bereits posttektonische Kölnbreinleukogranit durchschlägt in mehreren Schüben die älteren Zentralgneise und ist mit seinen primär steilstehenden Kontakten (Abb. 3) ebenso wie der Hochalmporphyrgranit als mächtige stockförmige Intrusion anzusehen. Charakteristisch für diese Intrusionsabfolge ist die ausgeprägte Kontamination der Granitoide durch ältere Nebengesteine. Den Abschluß des variszischen Magmatismus im östlichen Tauernfenster bilden meist geringmächtige Intrusionen zweiglimmeriger Leukogranite bzw. seltene Lamprophyre.

Die Göß-Granitoide und der – aufgrund geochemischer und zirkontypologischer Kriterien (R. MARSCHALLINGER 1987 a; R. MARSCHALLINGER & B. HOLUB, eingereicht) – zu diesen gestellte Leukotonalit stehen mit der altkristallinen Migmatitformation des Maltatales noch im ursprünglichen Intrusionsverband; eine Einbindung in die vorgestellte Intrusionsabfolge ist bislang nicht möglich. Allerdings sprechen absolute Altersbestimmungen von R. A. CLIFF (1981) am Maltatonalit und an Göß-Granitoiden dafür, daß beide etwa zeitgleich vor ca. 315 Myr intrudierten.

Während die Randbereiche des Basements im östlichen Tauernfenster teils intensiv in das alpidische Deformationsgeschehen miteinbezogen wurden (z. B. Sonnblickwalze und Sonnblicklamelle im SW [CH. EXNER 1964]; Silbereckmulde im NE [CH. EXNER 1982, J. H. KRUEHL & H. P. STEYRER 1987]), blieben die zentralen Anteile des Hochalm-Ankogel-Massivs weitgehend verschont. Klare Beweise dafür stellen neben den vielfach noch erhaltenen Intrusionskontakten und Schollenmigmatitzonen vor allem jene Gänge von Kölnbreinleukogranit dar, welche die älteren Zentralgneise über weite Strecken praktisch unverlegt durchschlagen. Generell kam es lediglich zu einer Mineralregelung und ansatzweisen Rekrystallisation unter weitgehender Beibehaltung der plutonischen Gefüge. Stärkere alpidische Deformationseinflüsse sind im Bereich der Ankogelsynform festzustellen, wo die Glimmerschiefer sowie die unmittelbar angrenzenden Amphibolite und Zentralgneise eine stärkere Verfaltung aufweisen. Dabei kam es in porphyrischen Gesteinstypen zur Ausbildung von Augengneistexturen. In größeren geschlossenen Zentralgneisgebieten wirkten stärkere Bewegungen bevorzugt an NE–SW bzw. NW–SE verlaufenden Scherzonen (J. H. KRUEHL in G. FRASL et al. 1987), wobei die dazwischenliegenden Zentralgneisareale wiederum weitgehend verschont blieben.

Nach Darlegung der eigenen Vorstellungen stellt sich die Frage nach deren Verträglichkeit mit den bisher vertretenen Ansichten über den Bau des Basements im östlichen Tauernfenster. CH. EXNER trug mit zahlreichen Publikationen wesentlich zur Meinungsbildung über den Aufbau des besagten Gebietes bei. Seine hauptsächlich durch die Tektonik geprägten Vorstellungen werden – beruhend auf den Arbeiten von CH. EXNER (1971, 1979, 1982, 1983) – nachfolgend kurz erläutert: in ein altkristallines Dach (Storzserie, Reißeckmulde, Ankogelsynform) intrudierten variszische Granitplutone, die durch rasche Hebung und Erosion noch im Jungpaläozoikum freigelegt wurden. Vom Oberkarbon bis wahrscheinlich ins Mesozoikum reichend, wurden diese Granitoide von sandig-tonigen marinen Sedimenten („Zentrale Schieferhülle“) transgressiv überlagert und während der alpidischen Orogenese

teilweise als Zentralgneisdecken – „Tonalitgneisdecke“ (CH. EXNER 1972), „Hochalm-Gneislamelle“ (1982) – übereinandergeschoben. Auch das in der Reißbeckmulde und in der Ankogelsynform auftretende Alte Dach der Zentralgneise wurde alpidisch, ebenso wie die Storzserie von weiter südlich nach Norden geschoben.

Den Beweis für die Existenz eines alpidischen Deckenbaues innerhalb der Zentralgneise und des Alten Daches stellen jene, von CH. EXNER (1972, 1980, 1982) als Deckenscheider angesehenen, lokal auftretenden Granatglimmerschiefer und Graphitquarzite dar, welche EXNER zu seiner Zentralen Schieferhülle (Draxel- und Findelserie, Seebach- und Woisgenschiefer) zusammenfaßt. Obwohl CH. EXNER selbst immer wieder (besonders 1972, 1973, 1975 p. A34, 1982 p. 72) auf offensichtlich migmatische Übergänge zwischen den Zentralgneisen, ja sogar auf den migmatischen und aplitudurchschlagenen Charakter dieser Zentralen Schieferhülle hinweist (1972, 1980 p. 361, 1982 p. 60), bleibt er seinem komplizierten tektonischen Modell eines alpidischen Deckenbaues treu.

Dabei machten schon R. A. CLIFF (1968) bzw. R. A. CLIFF et al. (1971) darauf aufmerksam, daß jene Metasedimente im Gößgraben, die von CH. EXNER sogar noch 1983 zu einer Zentralen Schieferhülle gestellt werden, von variszischen Leukograniten intrudiert sind. Neben diesen zweifelsfreien Intrusionszusammenhängen deuten auch Altersbestimmungen an gefügebildenden Hellglimmern von Bändergneisen an der Basis des Maltatonalits darauf hin, daß der Maltatonalit in ein bereits stark deformiertes Altes Dach intrudierte und nicht als alpidische Decke auf den Bändergneisen lagert (R. A. CLIFF 1981).

Ausgehend von den Arbeiten EXNERS führt A. TOLLMANN (1977, 1986, 1987 a, b) die Idee der Existenz eines alpidischen Deckenbaues innerhalb der Zentralgneise des Untersuchungsgebiets weiter. Der von EXNER geprägte Begriffsinhalt der Zentralen Schieferhülle wird von A. TOLLMANN (1986 p. 94, 1987 b p. 371) unter Negation der paläozoischen Anteile auf „Bündnerschiefer“ reduziert und somit als scheinbar stichhaltiges Argument für einen alpidischen Deckenbau – analog Schweizer Vorbild – angeführt. A. TOLLMANN (1977 p. 36) zieht sogar die radiometrischen Altersdatierungen an Zentralgneisen – welche ein bis ins Perm reichendes Intrusionsalter ergeben – als Indiz für einen alpidischen Deckenbau heran, da nach der letzten, spät- bis posttektonischen Intrusionsphase variszisch keine Deckenbewegungen mehr möglich waren und solche somit notwendigerweise als alpidisch gesichert scheinen. TOLLMANN läßt aber ebenso wie EXNER außer acht, daß R. A. CLIFF et al. (1971 p. 140) in der „Zentralen Schieferhülle“ EXNERS Granitintrusionen nachweisen konnten und es folglich gar keine „Zentrale Schieferhülle“ permomesozoischen Alters (Bündnerschiefer) geben kann. In jüngster Zeit zieht A. TOLLMANN (1986 p. 94; 1987 b p. 371) die Interpretationen CH. EXNERS (1982) zur geologischen Situation im Maltastollen als gewichtigen Beweis für einen nordvergenten alpidischen Deckenbau innerhalb der Zentralgneise heran. Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Intrusionsbeziehungen äquivalenter Gesteinseinheiten stehen dazu in krassem Widerspruch.

Zusammenfassend wird nun festgehalten, daß die im Untersuchungsgebiet auftretenden Zentralgneise noch in ihrem primären Intrusionsverband vorliegen. In ähnlicher Weise blieben die variszischen Intrusionskontakte zu den Gesteinen des Alten

Daches – zu denen wir auch die Glimmerschiefer der „Zentralen Schieferhülle“ stellen – weitgehend erhalten; nur im Bereich der Ankogelsynform sind sie bereichsweise alpidisch stärker überprägt worden. Für die Existenz einer „Zentralen Schieferhülle“ im Sinne EXNERS und somit eines alpidischen Deckenbaues innerhalb der Zentralgneise konnten keinerlei Hinweise gefunden werden. Vielmehr treten die Zentralgneise als von späteren Deformationen weitgehend geschonte Intrusionsabfolge auf, die als Ausgangspunkt für eine weitere Untergliederung der Zentralgneise auch in den stärker deformierten Randbereichen des Zentralgneisgebiets im östlichen Tauernfenster herangezogen werden kann.

Neben der petrographischen Untergliederung der Zentralgneise und den tektonischen Ergebnissen lassen sich aus den Untersuchungen auch wichtige genetische Schlußfolgerungen ableiten. So stellt die Abfolge Maltatonalit–Hochalmporphyrgranit–Kölnbreinleukogranit eine primär hellglimmerfreie Intrusionssequenz von I-Typ Granitoiden dar (B. W. CHAPPELL & A. J. R. WHITE 1974, W. S. PITCHER 1987). Vergleichbare Intrusionssequenzen finden sich vor allem im Bereich aktiver Kontinentalränder (P. C. BATEMAN et al. 1963, L. AGUIRRE et al. 1974, J. A. RODDICK & W. W. HUTCHISON 1974, W. S. PITCHER 1974). Die enge Bindung der Zentralgneise an einen variszischen aktiven Kontinentalrand wird auch durch geochemische und zirkontypologische Untersuchungen (R. MARSCHALLINGER 1987 a; B. HOLUB 1988; R. MARSCHALLINGER & B. HOLUB, einger.) bestätigt: abgesehen von den Gängen des grobkörnigen Leukogranits, bei welchem es sich vermutlich um spätvariszische S-Typ-Intrusionen handelt, zeigen alle Granitoide kalkalkalische I-Typ-Charakteristik.

Dank

Die beiden Autoren möchten Herrn Prof. Volker HÖCK ihren Dank für die umfassende Betreuung ihrer Dissertationen aussprechen. Finanzielle Unterstützung wurde durch die Geologische Bundesanstalt gewährt.

Literatur

- AGUIRRE, L., CHARRIER, R., DAVIDSON, J., MPDOZIS, A., RIVANO, S., THIELE, R., TIDY, E., VERGARA, M. & VICENTE, J.-C. (1974): Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°–35° S) of the Southern Andes. – *Pacific Geology*, **8/1974**, 1–38, Tokyo.
- ALBER, J. (1976): Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharn-Gebietes (Rauristal, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 229 S.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1937): Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). – *Min. Petr. Mitt.*, **49**, 117–167, Leipzig.
- (1938): Gestein und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte. – *Festschrift DAV*, Sekt. Osnabrück, 1–20.
- (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – *Wiss. Alpenvereinshefte*, **13**, 1–112, Innsbruck.
- BATEMAN, P. C. & CHAPPELL, B. W. (1979): Crystallization, fractionation, and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. – *Bull. geol. Soc. Amer.*, (I), **90**, 465–482, Boulder.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., HUBER, N. K., MOORE, J. G. & RINEHART, C. D. (1963): The Sierra Nevada Batholith. A Synthesis of Recent Work Across the Central Part. – *Geol. Surv. Prof. Paper*, **414D**, 1–46, Washington.

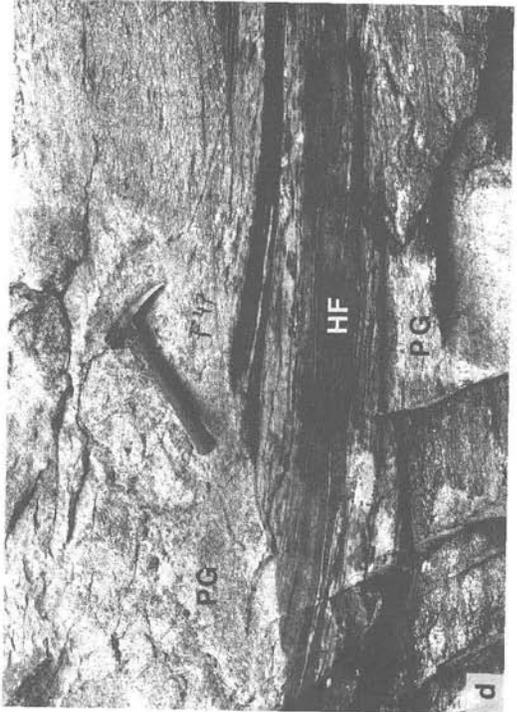
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting Granite Types. – *Pacific Geology*, 8/1974, 173–174, Tokyo.
- CLIFF, R. A. (1968): Geological studies in the South East Corner of the Tauern Window, Austria. – Unpubl. D. Phil. thesis, Oxford, 175 S.
- (1981): Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 262–266, Berlin–Heidelberg.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – *Jb. geol. B.-A.*, 144/2, 121–272, Wien.
- DAL PIAZ, G. & BIANCHI, A. (1934): Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e Regioni limitrofe. – *Mem. Ist. Geol. Padova*, 1934.
- EXNER, CH. (1950): Die Feldspatbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung. – *Tscherm. miner. petrogr. Mitt.*, (3) 2, 129–132, Wien.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. – *Geol. B.-A.*, 169 S., Wien.
- (1961): Lineation und Faltung im Forellengneis (Hohe Tauern). – *Der Karinthin*, 42, 146–148, Klagenfurt.
- (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – *Geol. B.-A.*, 170 S., Wien.
- (1971): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – *Jb. geol. B.-A.*, 114, 1–119, Wien.
- (1972): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182). – *Verh. geol. B.-A.*, 1971, A28–A30, Wien.
- (1973): Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1972, A30–A31, Wien.
- (1975): Aufnahmen 1973 auf Blatt Muhr (156). – *Verh. geol. B.-A.*, 1974, A33–A34, Wien.
- (1979): Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. – *Alpenver.-Jb.* 1979, 5–15, Innsbruck.
- (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. geol. B.-A.*, 123/2, 343–410, Wien.
- (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – *Jb. geol. B.-A.*, 125/1–2, 51–154, Wien.
- (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe (Blatt Muhr, Ö. K. 156–Südteil, 1 : 25.000). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 29, 41–74, Wien.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granitegneise und Augengneise Österreichs. – *Jb. geol. B.-A.*, 97/1, 71–134, Wien.
- (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. geol. B.-A.*, 101, 323–472, Wien.
- FRASL, G., HOLUB, B., KRÜHL, J. H. & MARSCHALLINGER, R. (1987): Exkursion am 2. 10. in das Zentralgneis- und Migmatitgebiet im Maltatal (Östliche Hohe Tauern, Kärnten). – *Exkursionsführer zur Tauerntagung Mittersill/Salzburg*, 9 S., Eigenvervielfältigung.
- HAWLE, H. (1956): Geologische Neuaufnahmen im Gebiet der westlichen Hochalm und Ankogelgruppe. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 134 S.
- HOLUB, B. (1987): Intrusionsbeziehungen und relative Altersgliederung der granitoiden Gesteine (Zentralgneise) in der Hochalm-Ankogel-Gruppe (östl. Hohe Tauern). – *uni-aktuell*, 10/1987, S. 19, Salzburg.
- (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 217 S.
- KRÜHL, J. H. & STEYRER, H. P. (1987): Zur strukturellen Entwicklung der Silbereckmulde (Ostrand des Tauernfensters). – *uni-aktuell* 10/1987, 20–21, Salzburg.
- MARSCHALLINGER, R. (1987 a): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 257 S.
- (1987 b): Geologie und Petrologie der Zentralgneise im Bereich des Oberen Maltatales (östl. Hohe Tauern). – *uni-aktuell*, 10/1987, S. 22, Salzburg.

- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1987): BASIGRAPH – Programmsystem zur Auswertung petrologischer Daten. – Programm am Inst. f. Geowiss., Univ. Salzburg.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (eingedr.): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: geochemische und zirkontypologische Charakteristik. – Geol. Rdsch., Stuttgart.
- MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – 393 S., Elsevier, Amsterdam.
- PITCHER, W. S. (1974): The mesozoic and cenozoic batholiths of Peru. – Pacific Geology, 8/1974, 51–62, Tokyo.
- (1987): Granites and yet more granites forty years on. – Geol. Rdsch., 76/1, 51–79, Stuttgart.
- PREY, S. (1936): Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien., 29, 429–454, Wien.
- RODDICK, J. A. & HUTCHISON, W. W. (1974): Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia. – Pacific Geology, 8/1974, 91–108, Tokyo.
- STRECKEISEN, A. (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks: Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh., 1973/4, 149–164, Stuttgart.
- TAUBENECK, W. H. (1957): Geology of the Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon: Bald Mountain Batholith. – Bull. Geol. Soc. Amer., 68, 181–238, Boulder.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I, Die Zentralalpen. – 766 S., F. Deuticke, Wien.
- (1986): Geologie von Österreich, Band III, Gesamtübersicht. – 718 S., F. Deuticke, Wien.
- (1987 a): Neue Wege der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., 80, 47–113, Wien.
- (1987 b): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – [In:] H. W. FLÜGEL, & P. FAUPL [eds.]: Geodynamics of the Eastern Alps. 361–378, F. Deuticke, Wien.
- TROLL, G. (1968): Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. Teil 1: Die Typlokalität von Marktredwitz in Oberfranken. – Abh. Bayer. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., N. F. 133, München.
- WEBER, A. (1941): Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Mineral. petrogr. Mitt., (2) 53, 1–23, Wien.
- WINKLER, A. (1923): Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. – Verh. geol. B.-A., 1923, 89–111, Wien.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 4. Mai 1988, ergänzte Fassung am 24. Juni 1988.

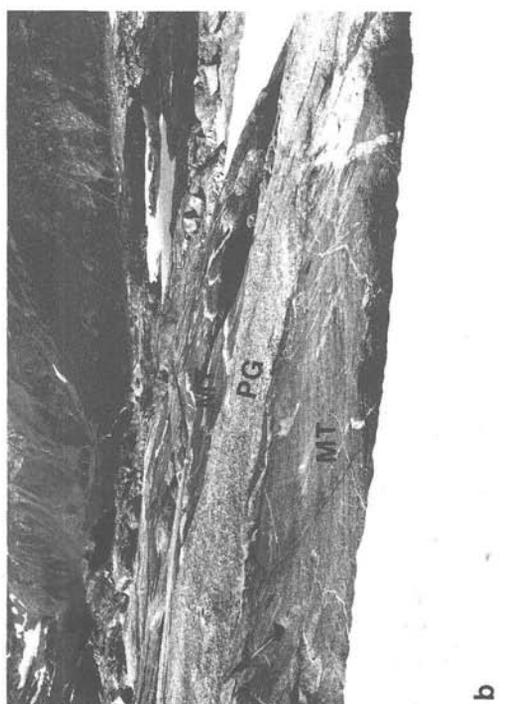
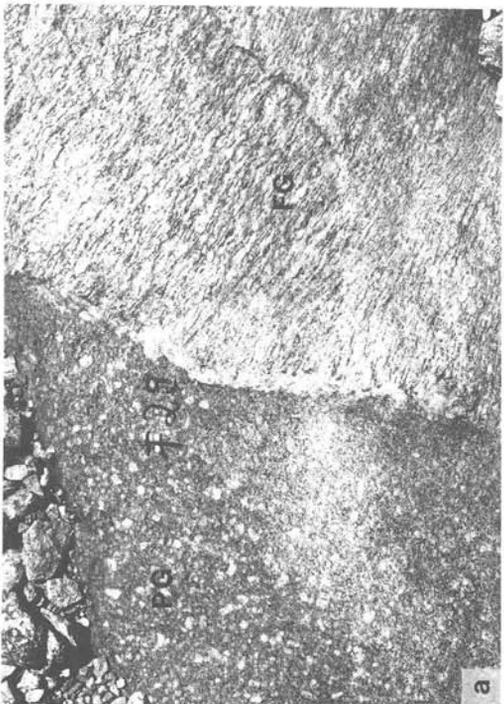
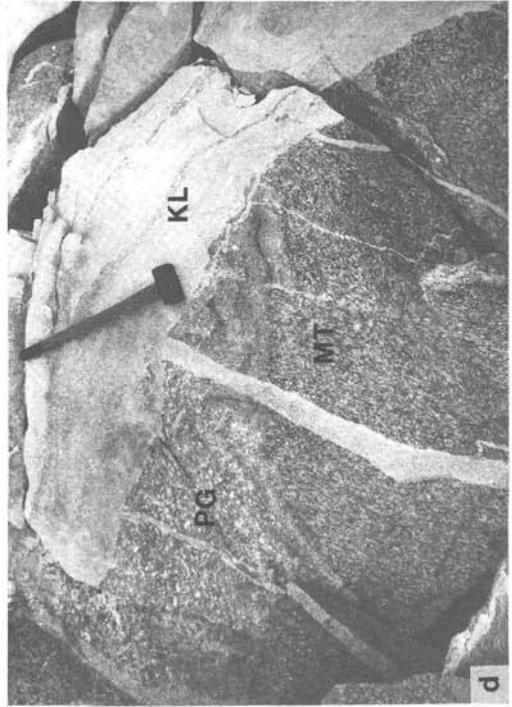
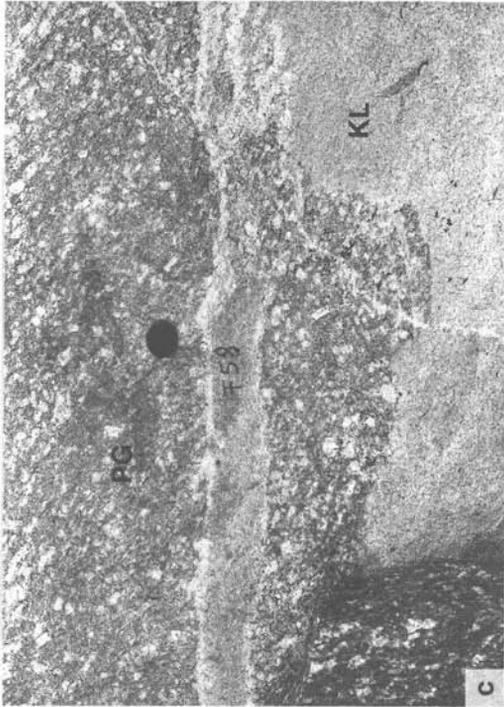
Tafel 2

- a) Migmatische Plagioklasgneise in Partien mit guterhaltenen Migmatitstrukturen: sich auflösende Paläosomschollen (P) mit altem Lagengefüge schwimmen in diatektischem Neosom (N). – Malta-Hochalm-Straße. Wandaufschluß Hochbrücke, SH 1130 m, Bildlänge entspricht 70 cm.
- b) Migmatische Zweiglimmergneise: weniger entfestigte stromatitische Partien (P) gehen in schlierige, teils weitgehend homogenisierte Neosombereiche (N) über. In der oberen Bildmitte ist eine im migmatischen Zustand angelegte disharmonische Verfaltung zu erkennen. – Bachbett der Malta unterhalb vom Klammfall, SH 1390 m, Bildlänge entspricht 80 cm.
- c) Der Intrusionskontakt des Maltatonalits (MT) gegen die altkristallinen Migmatischen Zweiglimmergneise (MZ) im Liegenden: beim konkordanten Eindringen nahm der Maltatonalit Material aus diesen migmatischen Paragneisen auf und wurde dadurch – besonders in Grenznähe – stark schlierig. – Flußbett der Malta, SH 1430 m, Bildlänge entspricht 10 m.
- d) Hochalmporphyrgranit (PG) intrudiert diskordant die gebänderten Metavulkanite der Habachformation (HF). – NW der Kälberspitzen, SH 2570 m, Bildlänge entspricht 1,5 m.



Tafel 3

- a) Straff geschieferter Großelendflasergranit (FG) wird von massivem Hochalmporphyrgranit (PG) diskordant durchschlagen. – S vom Fallboden, SH 2450 m, Bildlänge entspricht 1 m.
- b) Der jüngere Hochalmporphyrgranit (PG) durchschlägt den Maltatonalit (MT) in Form eines dichten Gangnetzwerkes, wobei Späne des Maltatonalits randlich in den Hochalmporphyrgranit hineingeschleppt werden (Brunnkarmigmatit). Eine ältere Aplitgeneration im Maltatonalit wird mit durchschlagen. – SE Brunnkarsee, SH 2670 m, Bildlänge entspricht 6 m.
- c) Massig ausgebildeter Hochalmporphyrgranit (PG) mit den typischen ca. 1 cm großen porphyrischen Kalifeldspaten wird vom Kölnbreinleukogranit (KL) intrudiert und in eckig begrenzte Schollen zerlegt (Schollenmigmatit). – W vom Brunnkarsee, 2420 m, Bildlänge entspricht 1 m.
- d) Der „Stein der Weisen“: Deutlich geschieferter Maltatonalit (MT) wird vom Hochalmporphyrgranit (PG) intrudiert. Beide Gesteine wurden gemeinsam leicht verfaltet und anschließend von mehreren Generationen des Kölnbreinleukogranits (KL) scharf diskordant durchschlagen. Das kontaktparallele und schlierige migmatische Fließgefüge des Kölnbreinleukogranits ist durch Kontamination mit biotitreicheren Nebengesteinen bedingt. – Block im Moränenwall SE vom Brunnkarsee, SH 2650 m, Bildlänge entspricht 2,5 m.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: [81](#)

Autor(en)/Author(s): Holub Bernhard B., Marschallinger Robert

Artikel/Article: [Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv \(östliches Tauernfenster\). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. 5-31](#)