

Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich)

Von MICHAEL GUHL & GEORG TROLL*)

Mit 17 Abbildungen, 7 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)

*Tirol
Zentralalpen
Altkristallin
Permoskyth
Trias
Rauhwacken
Polymetamorphose
Faltung*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 177

Inhalt

Zusammenfassung	38
Abstract	38
1. Einführung	38
1.1. Orographie und geologische Position	38
1.2. Frühere geologische Bearbeitungen	38
2. Vorkommen der Gesteine und ihre Beschreibung	41
2.1. Metasedimente des Altkristallins	41
2.1.1. Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer	41
2.1.2. Biotit-Muskovit-Quarzit	42
2.1.3. Feldspat-Quarz-Gneis	42
2.1.4. Amphibolschiefer, Kalksilikatsfels und Marmor	43
2.2. Metamagmatite des Altkristallins	43
2.2.1. Mikroklin-Albit-Metagranit	43
2.2.2. Mikroklin-Oligoklas-Metagranit	43
2.2.3. Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit	44
2.2.4. Hornblende-Labradorit-Metadiorit	44
2.3. Gesteine der Permotrias	44
2.3.1. Basisschichten-„Verrucano“ des Permoskyth	45
2.3.1.1. Karbonatfreie Basisschichten	45
2.3.1.2. Karbonatführende Basisschichten	49
2.3.1.3. Mineralfazielle Folgerungen	49
2.3.2. Bänderkalke des Anis	49
2.3.3. Rauhwackige Dolomite des Anis	50
2.3.4. Dolomite des Ladin	52
3. Gliederung der polyphasen metamorphen und tektonischen Genese	52
3.1. Faltungsphase 1	52
3.2. Faltungsphase 2	53
3.3. Ausbildung der alpidischen Geosynklinale	53
3.4. Alpidische Orogenese (Faltungsphase 3 bis 5)	53
3.4.1. Phase druckbetonter Niedrigtemperatur-Metamorphose	53
3.4.1.1. Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins	53
3.4.1.2. Kennzeichen der druckbetonten Niedrigtemperatur-Metamorphose	53
3.4.2. Faltungsphase 3	53
3.4.2.1. Tektonische Teilgefüge	53
3.4.2.2. Petrographisches Teilgefüge der Faltungsphase 3	54
3.4.3. Faltungsphase 4	54
3.4.3.1. Tektonische Gliederung in Teilzonen	54
3.4.3.2. Begleitende Vorgänge der Faltungsphase 4	55
3.4.4. Faltungsphase 5	55
3.4.5. Tektonische Diagramme der Faltungsphasen 2 bis 5	55
3.4.5.1. Geometrische Zusammenhänge der Faltungsphasen 4 und 2	56
3.4.5.2. Vergleichende Betrachtung der B-Achsenverteilung von Altkristallin und Permotrias	57
3.4.5.3. Blockbild zur Tektonik	57
4. Weitere Permotrias-Vorkommen außerhalb des Bereiches der geologischen Karte	57
Dank	59
Literatur	59

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. MICHAEL GUHL, Univ.-Prof. Dr. GEORG TROLL, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität München, Theresienstraße 41, D-8000 München 2.

Zusammenfassung

- 1) Prävariszische Ereignisse: Der beginnenden druckbetonten Regionalmetamorphose (Biotit 1) klastischer Sedimente von unterschiedlicher mechanischer Kompetenz folgt eine isoklinale Scherfaltung B_1 (B_1 streicht in Kalkstein subhorizontal WNW–ESE). Die fortschreitende Deformation parallel zu der subvertikalen Hauptscherrichtung führt zu ausgedehnten Umfaltungsstrukturen, zur Boudinage der mechanisch kompetenten Schichtglieder und zur Hauptschieferung (Biotit 2). Es resultiert eine in Schichtwiederholungen der Umfaltungsstrukturen steilstehende Gesteinsfolge, in die schieferungsparallel saure Magmatite intrudieren. Der Höhepunkt der Metamorphose wird in der Amphibolit-Fazies erreicht. Charakteristische Mineralparagenesen sind: Staurolith + Granat + Biotit + Muskowit + Quarz; Biotit + Disthen; Diopsid + Calcit; Plagioklas (An 50) + Hornblende.
- 2) Variszische Ereignisse: Symmetrische Gleitbiegung B_2 der Schieferungsflächen (B_2 streicht NE–SW) führt zu spezialgefalteten syn- und antiformalen Falten mit Wellenlängen im Bereich von Zehnermetern bis einigen hundert Metern, einhergehend mit retrograder Metamorphose in der Grünschiefer-Fazies. Charakteristische Mineralparagenesen sind: Chlorit + Quarz + Klinozoisit und Albit (An 0–5) + aktinolithische Hornblende.
- 3) Postvariszische Ereignisse: Geosynklinale Einsenkung, Ablagerung der Permotrias und beginnende alpidische Orogenese.
- 4) Alpidische Ereignisse: Der Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins auf die Permotrias folgt eine druckbetonte Niedrigtemperatur-Metamorphose (gute bis sehr gute Kristallinität der Illite der permoskythischen Basisschichten und anisichen Kalkphyllite). Die anschließende Faltungsphase B_3 (B_3 streicht NE–SW) äußert sich je nach mechanischer Kompetenz der Gesteine unterschiedlich: spitze Scherfaltung der Glimmerschiefer und der anisichen Bänderkalkphyllite; subvertikale, NE–SW streichende Bruchschieferung der Metamagmatite, Quarzite usw. und der anisichen Rauhwacken und ladinischen Dolomite. In granodioritischen Metagraniten schließt sich die Klüftungsschieferung durch Zeolith-Neubildungen, u. a. durch Laumontit und Prehnit.
Eine regionale Einengung des gesamten Komplexes von tektonisch liegendem Altkristallin, der Permotrias und des überfahrenen tektonisch hangenden Altkristallins mündet in der Faltungsphase B_4 (B_4 streicht subhorizontal WNW–ESE). Es bilden sich syn- und antiformale B_4 -Großstrukturen mit Wellenlängen von einigen Kilometern aus, die mit den B_2 -Strukturen interferieren. Die Überlagerungen erzeugen wechselseitige B_2 -Achsenkulminationen und -depressionen der syn- und antiformalen B_2 -Faltenkomplexe. Die „Schlingentektonik“ in der Umgebung von Kalkstein erweist sich als solche Überlagerungsstruktur. Parallel zu den B_4 -Achsenebenen werden die B_4 -Großstrukturen durch subvertikale Störungszonen zerlegt. Von Süden nach Norden folgend zeigen diese Störungszonen einen kontinuierlichen Übergang der B_4 -Wellenlängen von Zehnermetern zu Meter, weiters von Knick- und Spitzkleinfaltung zu schwarzen Myloniten. Die Permotrias von Kalkstein ist in die B_4 -Großfaltung eingebunden und heute in einer solchen Störungzone erhalten geblieben. In der genetisch jüngsten Phase B_5 (B_5 streicht horizontal E–W) treten Stauchfalten und Knickbänder von mm- bis cm-Größe auf.

Abstract

- 1) Prevariscan events: The initial regional-metamorphism (biotite 1) of the original beddings of argillaceous-arenitic sediments with different competence is followed by isoclinal flexural-slip folding B_1 (B_1 strikes WNW–ESE). Progressive deformation parallel to the subvertical major slip-direction leads to extended transposition structures, to boudinage of the competent layers and to the main schistosity (biotite 2). The transposition structures, by multiple recurrence of the original beddings, produce a subvertical foliated pseudosedimentary complex. Parallel to the foliation intrusions of acid magmatites take place. The metamorphism culminates in the amphibolite-facies. Characteristic mineral parageneses are: staurolite + garnet + biotite + muscovite

+ quartz; biotite + kyanite; diopside + calcite; plagioclase (An 50) + hornblende.

- 2) Variscan events: Symmetrical flexural-slip folding B_2 of the foliation planes (B_2 strikes NE–SW) forms specially folded syn- and antiforms with wavelengths of some ten to some hundred metres. At the same time retrograde metamorphism of the greenschist-facies shows the characteristic mineral-parageneses: chlorite + quartz + clinozoisite and plagioclase (An 0–5) + actinolitic hornblende.
- 3) Postvariscan events: subsidence of geosynclinal character, sedimentation of the Permotriassic and beginning of the alpidic orogenesis.
- 4) Alpidic events: The overthrusting of „Altkristallin“ upon the Permotriassic beds is connected with high-pressure low-temperature metamorphism of the Permotriassic, resulting in good to very good crystallinity of illite. Crenulation foliation B_3 (B_3 strikes NE–SW) crosses obliquely the earlier foliation of the incompetent layers of micaschists and of the Anisian banded phyllitic limestones, whereas fracture cleavage (strikes subvertical NE–SW) occurs in the competent layers of magmatites, quartzites etc. of the „Altkristallin“ and of the Anisian and Ladinian dolomites. The fracture cleavage of the granodioritic metamagmatites is closed by the crystallisation of zeolites, among others of laumontite and of prehnite.
Regional shortening of the whole complex of the underlying „Altkristallin“, of the Permotriassic and of the overthrust „Altkristallin“ leads to folding B_4 (B_4 strikes subhorizontal WNW–ESE) and forms syn- and antiforms with wavelengths of some kilometres. B_4 and B_2 interfere to refolding patterns: alternative culminations and depressions of the syn- and antiformal B_2 -axes are shown. The „Schlingentektonik“ in the surrounding of Kalkstein is proved to be rotated B_2 -syn- and antiforms by the Alpidic B_4 -large scale interfering folding. Parallel to the B_4 -axial planes the large scale B_4 -structures are cut by subvertical brittle fault zones. Following from south to north these fault zones show a gradual transition from major to minor B_4 -folding, then from B_4 -crenulation foliation to black mylonites. The Permotriassic of Kalkstein is incorporated in the large-scale B_4 -folding and is now preserved in such a fault zone. In the genetically latest phase B_5 (B_5 strikes horizontally E–W) crumpling folds and kink bands of mm to cm in size occur.

1. Einführung

1.1. Orographie und geologische Position

Die Permotrias von Kalkstein liegt im Mittelabschnitt der Villgrater Alpen, zugehörig dem südlichen Teil der Deferegger Alpen. Die Villgrater Alpen sind geologisch dem ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters zuzuordnen und sind im Norden durch die Deferegger-Störung und im Süden durch die Periadriatische Naht gegen die Südalpen abgegrenzt (Abb. 1). Die Geologische und die Tektonische Karte von Kalkstein (Beilagen 1 und 2) auf der Unterlage der Österreichischen Karte 1 : 25.000 Blatt 177/4 wurden im Maßstab 1 : 5.000 kartiert.

1.2. Frühere geologische Bearbeitungen

Seit der Entdeckung der Kalksteiner Permotrias durch TELLER (1883) und einer weiteren Beschreibung durch FURLANI (1921) erlangte Kalkstein eine geologische Schlüsselposition. Mit der Übertragung von Vorstellungen über den Bau der Westalpen auf die Ostalpen, insbesondere der Deckenüberschiebungstheorie, wurde ein System übereinanderliegender Decken, dem Penninikum, dem Unter-, Mittel- und Oberostalpin, aufgestellt (STAUB, 1924). Kalkstein würde danach zum Mittelostal-

Tabelle 1: Synopsis von Faltung, Schieferung und Metamorphose im Altkristallin und in der Permotrias.

	Faltung	Schieferung	Kristallisation	
präalpidisch	Faltungssphase B ₁	Isoklinale Faltung der proterozoischen Sedimente. B ₁ streicht 110/mittelsteil WNW. Umfaltungsstrukturen erzeugen eine steil-stehende, durch Schichtwiederholungen gekennzeichnete Gesteinsfolge.	Anlage der Hauptschieferung sf ₁ , achsenflächenparallel zu den Falten B ₁ . sf ₁ streicht 120/45 SW. Schieferung der Magmatite sf ₁ .	Prävariszische Metamorphose: Abbildungskristallisation sedimentärer Strukturen durch porphyroblastischen Biotit 1 mit Graphit-Intergefüge. Biotit 1 ist genetisch älter als die Hauptschieferung sf ₁ . Schieferungsparallele Intrusion granitischer bis dioritischer Magmatite (vor. ca. 440 bis 436 Mio. Jahren) und Höhepunkt der Metamorphose in der Amphibolit-Fazies (Biotit 2). Ende der prävariszischen Metamorphose vor ca. 420 Mio. Jahren.
	Faltungssphase B ₂	Gleitbiegefaltung der Schieferungsflächen. B ₂ streicht 45/flach bis mittelsteil SW. Ausbildung von B ₂ -Syn- und Antiformen mit Wellenlängen im 100 m- bis km-Bereich.		Variszische Metamorphose vor ca. 325 Mio. Jahren. Retrograde Metamorphose von der Amphibolit- zur Grünschiefer-Fazies (vor ca. 300 Mio. Jahren).
alpidisch		Epirogenetische Veränderungen, endgültige Ausbildung der Tethys und Sedimentation permotriadischer Schichten.		
	Faltungssphase B ₃	Knickfaltung glimmerreicher Lagen des Altkristallins und der triadischen Kalkphyllite (Amplituden im Mikro- bis mm-Bereich). Gleitbiege-Scherfaltung der anisichen Bänderkalke (Amplituden im cm- bis dm-Bereich) B ₃ streicht 20-45/flach SSW-SW.	Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins von SSW nach NNE auf die Permotrias. Ausbildung einer N 120 E streichenden schichtparallelen Schieferung permotriadischer Sandsteine, Konglomerate und toniger Kalke. Bruchschieferung der mechanisch kompetenten Gesteine, wie der altkristallinen Quarzite und Metagranite und der permotriadischen Sandsteine, Dolomite und deren Rauhacken. Die Bruchschieferung streicht achsenflächenparallel zur Faltung B ₃ 20-45/subvertikal.	Kataklyse im Altkristallin und Permotrias. Alpidische Anchimetamorphose: Mörtelstruktur in quarzföhrnden Gesteinen, quarzphyllitische Rekristallisation altkristalliner Mylonite aus der Überschiebungsphase, Umbildung der tonigen Bindemittel und Zwischenlagen der permotriadischen Sandsteine, Konglomerate und Kalke zu Helliglimmern von sehr guter Kristallinität. Ausbildung von Rauhacken durch teilweise Verdrängung der anisichen Stinkdolomite durch Calcit und durch tiefgreifende Verwitterung. Haarriß-Mineralisationen der Bruchschieferung in den Metagranodioriten durch Laumontit und andere Zeolithe, sowie durch Prehnit.
	Faltungssphase B ₄	Klein- und großtektonische Strukturen durch Gleitbiegefaltung des gesamten Komplexes von tektonisch hangendem Altkristallin, der Permotrias und dem liegenden Altkristallin. B ₄ streicht 120/flach NW; dazu im Vergleich B ₂ streicht 45/mittelsteil SW. Syn- und antiformale B ₄ Großstrukturen mit Wellenlängen von einigen Kilometern interferieren mit den B ₂ -Großstrukturen und erzeugen wechselseitige B ₂ -Achsenkulminationen und -depressionen. Parallel zum N 120-Streichen werden die B ₄ -Großstrukturen durch steile Störungen zerlegt. Mit Annäherung von Süden nach Norden an die Störungen im Abstand von 100 bis 250 m verkürzen sich die B ₄ -Falten-Wellenlängen auf Zehnermeter. Ererbte Gefügeelemente werden passiv rotiert. Im Nahbereich der Störung kommt es zur völligen Überwältigung älterer Faltunggefüge durch steiflankige B ₄ -Falten (ca. 1 m Amplitude), die sich in kleine Spitzfalten auflösen. Die Permotrias von Kalkstein ist im Zusammenhang mit einer solchen Störung eingefaltet (Abb. 17). Entsprechend der mechanischen Kompetenz formt das mächtige Paket der stratigraphisch hangenden ladinischen Dolomite einen B ₄ -Großfaltenbau mit Amplituden von über 100 m, während die mechanisch weniger kompetenten stratigraphisch liegenden Bänderkalke und Sandsteine so wie die altkristalline Basis einen B ₄ -Faltenbau mit Wellenlängen und Amplituden im dm- bis Zehnermeter-Bereich aufweisen. Das Vorkommen von Kalkstein stellt im wesentlichen die SSW-Flanke eines unvollständig entwickelten B ₄ -Sattels dar, dessen Kern einer Spezialfaltung unterworfen worden ist.		
Faltungssphase B ₅	Stauchfalten B ₅ sind an Schicht- und Schieferungsflächen im Zusammenhang mit flach S-fallenden Scherflächen mit nach NNE aufschiebendem Bewegungssinn zu beobachten (Amplituden im cm-Bereich). B ₅ streicht 100/WWN.			

pin gerechnet werden und wäre als Wurzelzone der Radstädter Decke anzusehen. Die Auffassung als Wurzelzone ostalpiner Decken wurde durch KLEBELSBERG (1935) revidiert, so daß nur noch von Resten einer par-

autochthonen Bedeckung des Altkristallins gesprochen wird, die infolge jüngerer Bewegungen eingeklemmt und erhalten worden sind. In diesem Sinne lauteten auch die Ergebnisse eingehender Felduntersuchungen

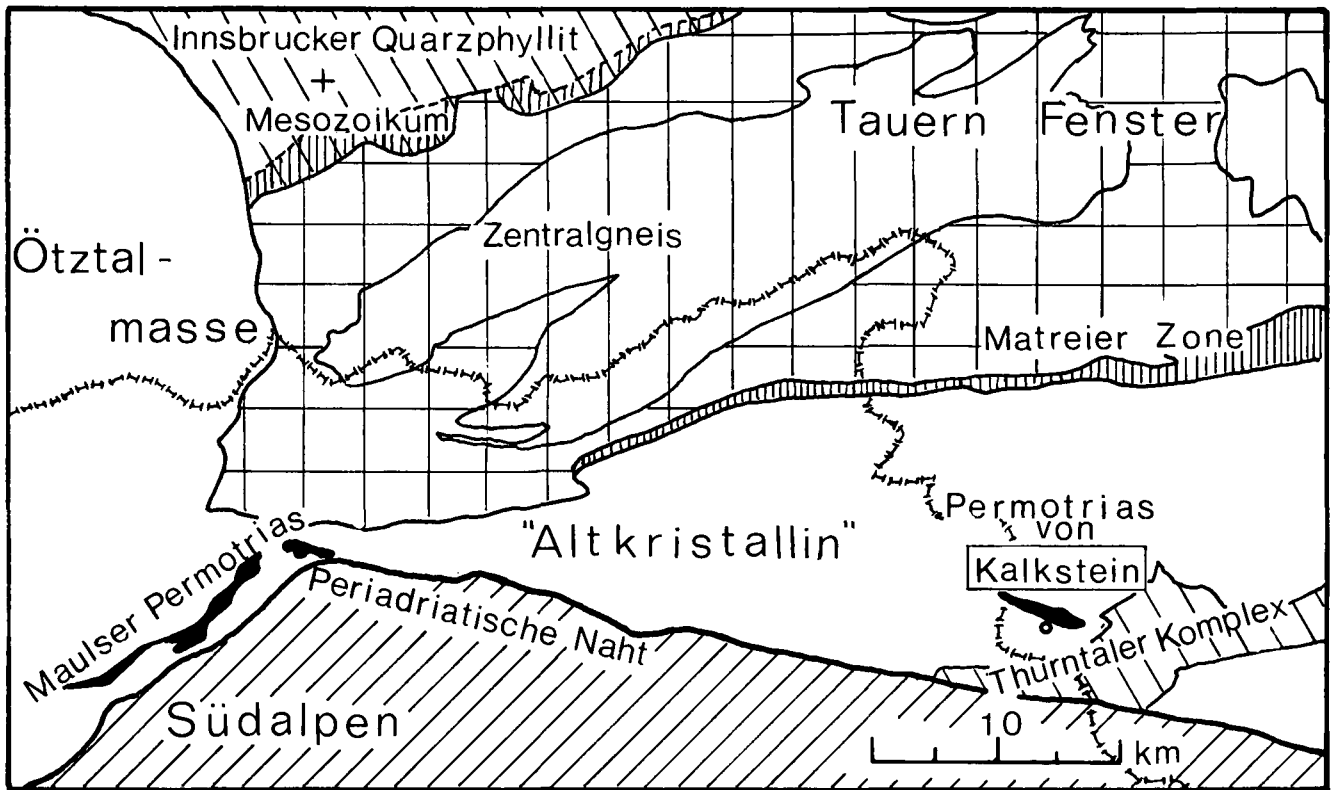


Abb. 1: Die geologische Position von Kalkstein im Altkristallin südlich des Tauernfensters.

von SCHMIDEGG (1937), die bereits die Grundprinzipien des geologischen Baues der Gegend von Kalkstein enthalten. Die einzelnen Vorgänge von Deformation und Kristallisationen sind im folgenden zusammengefaßt:

- 1) Ausbildung vortektonischer Folgen von Paragneisen mit eingeschalteten Orthogneisen und daraufliegenden Quarzphylliten.
- 2) Schlingenbildung mit teilweiser steilachsiger Tektonik (präkristallin in Bezug auf Biotit) und Faltenbau um Achsen der Richtung N 40°–50°, damit verbunden und überholt durch
- 3) eine Kristallisationsphase nach der zweiten Tiefenstufe, gekennzeichnet durch Biotit.
- 4) Durchbewegung in geringer Tiefe in Form von Stauungen in Richtung SSW–NNE (Achsenrichtung SSE bis EW) unter Einschaltung der Permotrias. Geringe alpidische Kristallisation nach der ersten Tiefenstufe.
- 5) Bewegungen in Richtung EW unter Ausbildung von örtlich beschränkten Störungszonen mit Diaphthorose und Mylonitisierung.

Spätere Autoren, die Kalkstein aus eigener Anschauung kennengelernt haben (TOLLMANN, 1963; SCHINDLMAYR, 1968) übernehmen im wesentlichen die Erkenntnisse SCHMIDEGG's. Erst durch die Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Metasedimenten und Metamagmatiten des Altkristallins werden von zahlreichen Autoren regionale Entwicklungsschemata entworfen, die den geologischen Bau des Altkristallins südlich bzw. östlich und westlich der Hohen Tauern beschreiben. Auf der Grundlage der Veröffentlichungen von BORSE et al. (1973), SASSI et al., (1974a und b), PURTSCHELLER & SASSI (1975), ANGENHEISTER et al. (1975), HEINISCH & SCHMIDT (1976 und 1984), TROLL et al. (1976), SATIR & MORTEANI (1979), BÖGEL et al.

(1979), BORSE et al. (1980), CLIFF (1980), PISTOTNIK (1980), HAMMERSCHMIDT (1981) und FRISCH et al. (1984), werden die Erkenntnisse über den geologischen Bau Kalksteins als Entwicklungsschema skizziert:

- 1) Die präkambrischen Sedimente mit eingeschaltetem vulkanogenen Material werden gefaltet, verschiefert



Abb. 2: Staurolith-Granat-Oligoklas-Porphyroblasten-Schiefer. Schliff 8790, 1 Nicol; Fundort: 150 m südöstlich „Flecken“ Punkt 2301 m.

Die Hauptschieferung verläuft parallel der langen Bildkante. Staurolith = fette Umrandung mit Spaltbarkeit; Oligoklas = weiß (Bildmitte und rechts, mit Einschlüssen); Granat = Kreuzschraffur (z.B. als Einschlüsse im Oligoklas); Biotit = gepunktete Strähnen und Leisten mit Spaltbarkeit; Serizit, Chlorit und Hämatit = gestrichelt, als Säume um Staurolith; Quarz = weiß mit verzahnten Korngrenzen.

und unterliegen der kaledonischen Metamorphose unbestimmter pT-Bedingungen. Schieferungsparallele Intrusion saurer Magmas unter Bildung von Augengneis (ca. 440 Mio.J.: Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter sowie U-Pb-Zirkonalter) und von Granit (ca. 436 Mio.J. als Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter). Diese Gesamtgesteinsalter geben den Zeitpunkt der Platznahme an. Das Ende der kaledonischen Metamorphose wird zwischen 435 und 418 Mio.J. angenommen.

- 2) Variszische Orogenese und Metamorphose in Amphibolitfazies vor ca. 325 Mio.J. überprägt die Merkmale der kaledonischen Metamorphose. Die Hauptfaltung der verschieferten Komplexe bildet sich aus, Schlingentektonik wird angelegt. Ein einheitliches Rb-Sr-Glimmeralter von 300 Mio.J. gibt das Ende der variszischen Metamorphose an.
- 3) Die postmetamorphe Bedeckung mit jungpaläozoischen-mesozoischen Sedimenten wird im Rahmen der alpinen Kinematik von höheren Deckenelementen überfahren, metamorphosiert und eingefaltet,

wobei Reste entlang alpidischer Störungszonen erhalten bleiben.

2. Vorkommen der Gesteine und ihre Beschreibung

2.1. Metasedimente des Altkristallins

2.1.1. Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer

Diese vorherrschende Gesteinsgruppe umfaßt verschiedene Varietäten von Glimmerschiefern, die sich im wesentlichen durch Körnigkeit und Gefüge, kaum jedoch durch ihre mineralogische Zusammensetzung unterscheiden (Modalanalysen vgl. Tab. 2). Es überwiegen mittel- bis grobkörnige Varietäten mit linsig-flaseriger Textur, die sich durch 3 bis 5 mm große Oligoklas-Porphroblasten auszeichnen (Abb. 2).

In Dünnschliffen sind die Oligoklas-Porphroblasten von zahlreichen Mineralen durchsiebt: Auffallend sind

Tabelle 2: Modaler Stoffbestand von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern und Quarz-Feldspat-Gneisen [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer								
	8785	8787	8794	8337	8790	8108	8779	8791	8783
Plagioklas	17,9	27,2	28,3	24,0	26,2	16,4	55,4	27,4	22,5
An (Rand/Kern)	21	27	23	24	30/22	27/23	0	25	11
Kalifeldspat	—	—	—	1,9	—	—	9,2	21,2	23,7
Quarz	26,0	20,7	25,4	34,5	24,6	24,5	33,9	29,4	39,5
Muskovit	19,9	17,3	11,4	11,6	13,6	14,8	1,0	12,3	7,1
Biotit	26,7	25,0	27,3	15,4	21,1	27,7	—	1,8	1,4
Chlorit	2,4	2,7	3,6	—	4,0	10,5	—	5,9	2,2
Granat	2,5	1,7	1,1	—	1,6	1,0	—	0,3	0,4
Staurolith	2,1	2,8	1,1	—	5,1	1,4	—	—	—
Epidotgruppe	0,5	1,3	0,9	—	0,3	1,1	—	—	—
Erz	0,8	0,7	0,9	1,8	2,9	1,4	0,3	1,6	0,4
Rutil	0,3	0,3	Sp.	Sp.	0,4	Sp.	—	—	—
Titanit	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	—	—
Apatit	Sp.	0,1	Sp.	—	—	Sp.	Sp.	0,1	0,1
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	0,2	—	—	—	0,2	0,3	—	—	—
Calcit	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—
Graphit	0,7	0,2	Sp.	10,8	Sp.	0,8	—	—	—
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8785: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grbkörnige Varietät).

180 m SE Multer Spitz in 2345 m Höhe (12°17'29,4"/46°48'25,8")

Nr. 8787: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grobkörnige Varietät).

In 1840 m Höhe (12°18'44,2"/46°48'2,0")

Nr. 8794: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer (mittel- bis grobkörnige Varietät).

200 m SW Punkt 2001 (Roßbachtal) in 2150 m Höhe (12°17'39,3"/46°48'55,8")

Nr. 8337: Feinkörnige Varietät von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer mit Biotit-Porphroblasten.

Unmittelbar bei Kerner Lenke (Punkt 2476 m) in 2470 m Höhe (12°17'12,9"/46°48'41,0")

Nr. 8790: Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer.

150 m SE Flecken (Punkt 2301 m) in 2190 m Höhe (12°19'21,2"/46°49'1,0")

Nr. 8109: Glimmerreiche Varietät von Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer mit transversalen Knickungszonen.

200m NE Pürglers Kunke (Punkt 2500) in 2240 m Höhe (12°17'26,4"/46°48'14,8")

Nr. 8779: Feldspat-Quarz-Gneis.

150 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'3,8"/46°49'47,6")

Nr. 8791: Feldspat-Quarz-Gneis.

175 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'3,8"/46°49'48,4")

Nr. 8783: Feldspat-Quarz-Gneis.

200 m NNE Punkt 2526 am Roßtal-Kar (Westgrat) in 2520 m Höhe (12°18'2,8"/46°49'49,2")

tropfen- bis schlauchförmige Quarze (Abb. 3); dazu treten Biotit 2, Muskovit, Klinozoisit, Apatit, Turmalin, Erz und Graphit; sehr gehäuft idiomorpher Granat und Rutil (Abb. 2). Durchwegs sind die Plagioklase durch Serizitierung getrübt. Ein inverser Zonarbau mit randlich steigendem Anorthitgehalt (An_{27-30}) gegenüber dem Kern (An_{22}) wird durch eine stärkere Serizitierung der Randzone deutlich. 32 optische Messungen des Kerns ergeben $An_{24,5}$, für die Grundmasse An_{30} , d. h. die Zusammensetzung der Grundmasseplagioklase entspricht derjenigen der Hüllzonen der Porphyroblasten. Periklinverwilligung herrscht stark gegenüber Albitlamellierung vor. Randlich serizitisierte Staurolithe (Abb. 2) und helizitische, rotierte Granate werden wie die Plagioklase von den Glimmern umflasert. Chlorit tritt meist nesterweise auf und bildet einen dichten Filz bei der Umwandlung der Staurolithe. Graphit ist immer anwesend, meist krümelig verteilt, oftmals längs Scherungsbahnen angereichert. Disthen beschränkt sich auf Disthen-Quarz-Knauern. Dort bilden sie wirrstrahlige bis planar geregelte Aggregate von 10 cm und sogar größerem Durchmesser.

Eine feinkörnige Varietät mit feinschiefrigem Habitus und zurücktretendem Granat und Staurolith findet sich im tektonisch Hangenden der Metagranite der Kerl Spitz und erstreckt sich nach Süden etwa bis zur Kerl Lenke (Punkt 2476) sowie im Bereich des Flecken an der östlichen Fortsetzung des Eggeberg Grates. Im Dünnschliffbild zeigt sich ein lentikuläres Quarz-Plagioklas-Pflaster, das gleichmäßig von gut geregelten Biotit 2 und Muskovit-Stäbchen durchspießt wird. Daneben treten 1–2 mm große, stark zerlappte oder augenförmig ausgeschwänzte porphyroblastische Biotite 1 mit Einschlüssen von runden Quarzkörnern, Granat, Apatit, Rutil, Zirkon und reichlich Graphit auf. Die Besonderheit dieses Gesteins besteht in dem deutlich ausgebildeten Interngefüge der großen Biotite 1 (Abb. 4): Graphit ordnet sich zu parallelen Lagen senkrecht bis quer zur Hauptschieferung des Gesteins. Unter den Annahme, daß die Graphitlagen noch eine sedimentäre Struktur abbilden, kann für diesen Bereich eine metamorphe Differentiation senkrecht zu dem alten stratigraphischen Verband angenommen werden. Die Blastese der großen Biotite 1 hat nach der Bildung der Graphitlagen

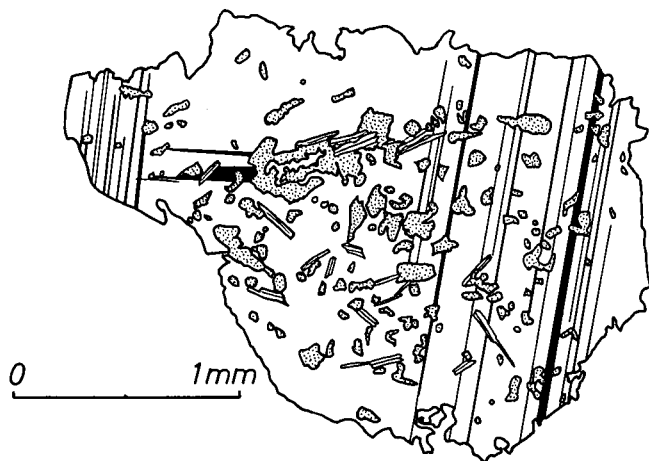


Abb. 3: Oligoklas-Porphyroblast mit Siebstruktur. Schliff 8790, gekreuzte Nicols; Fundort 150 m südöstlich „Flecken“ Punkt 2301 m. Quarz = punktiert (gleichförmige optische Orientierung); Biotit = weiße Leisten mit Spaltbarkeit; Verwilligung nach dem Periklin-Gesetz = schwarze Streifen.



Abb. 4: Muskovit-Porphyroblasten-Schiefer.

Schliff 8337, 1 Nicol; Fundort: Kerl Lenke Punkt 2476 m. Schieferung parallel der kurzen Bildkante.

Feldspat-Quarz-Grundmasse = weiß mit verzahnten Korngrenzen; Biotit = gepunktet, teilweise mit weißen Streifen, lamellare Penninsierung; Graphit = schwarz, als lagiges Interngefüge im Biotit sowie als schwarze Krümel in der Grundmasse.

stattgefunden, während die Anlage der Schieferung erst postkristallin in Bezug auf die großen Biotite 1 erfolgt ist. Die einhergehende Scherung – die jetzige Hauptschieferung – hat jedoch die großen Biotite kaum erfaßt: meist sind sie geringfügig zerschert, wobei einzelne Abschnitte Relativbewegungen ausgeführt haben. Feinste Scherungslamellen erscheinen bei stärkster Vergrößerung als Penninsierungszonen. Während die großen Biotite 1 in Bezug auf die Schieferung nicht geregelt sind, durchdringen mikrokristalline Muskovite, seltener Biotite 2, die feinkörnige Grundmasse streng schieferungsparallel.

2.1.2. Biotit-Muskovit-Quarzit

Im Gelände wird die Vergesellschaftung mit Plagioklas-Quarz-Gneisen, Amphibolschiefern, Kalksilikaten und Marmoren zusammen häufig beobachtet. Die cm- bis dm-breiten Bänder aller dieser Gesteine gehen vielfältig ineinander über. Es sind mineralogisch sehr variabel zusammengesetzte Gesteine, denen ein Quarzanteil von über 50 % mit wechselndem Gehalt an serizitisierten Plagioklasen (An_{32}) gemeinsam ist. Biotit 2 sowie Muskovit treten neben akzessorischem Apatit, Granat, Zirkon, Rutil, Erz, Graphit sowie lagenweise angereichertem Klinozoisit, Titanit und Calcit auf.

Die lentikulären und undulösen Quarze werden von einem Mörtelkranz umgeben, wobei größere, augenförmige Aggregate geregelt erscheinen. Solche geregelten polykristallinen Augen sind in Zonen senkrecht zur Schieferung (sf_1) geordnet.

2.1.3. Feldspat-Quarz-Gneis

Als Metaaplite auf der Karte zusammengefaßt, treten schieferungskonkordant mit den Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern Feldspat-Quarz-Gneise auf. Sie sind nur 1 m, stellenweise bis 4 m mächtig. Die im Streichen etwas länger aushaltenden, vermutlich magmatisch entstandenen Lagen wurden auskartiert, doch schwimmen auch zusammenhanglos metergroße Gneisboudins

meist in Vergesellschaftung von Quarziten in den Glimmerschiefern.

Durchwegs ist die Schieferung nur schlecht ausgebildet; in manchen Fällen, vor allem in den Gneisboudins ist ein isoklinaler Faltenbau zu beobachten.

- Biotit 2 zeichnet in feinsten Lagen den Faltenbau nach;
- Biotit 2 durchspießt parallel zu den Faltschenkeln auch den Faltscheitel.

Nur das letztgenannte Biotit 2-Teilgefüge ist schieferungsparallel zu den umschließenden Glimmerschiefern. Beide Biotit 2-Teilgefüge sind in analoger Weise auch in benachbarten Quarziten zu beobachten. Daraus ist zu schließen:

- 1) Vor der Metamorphose in der Amphibolit-Fazies ist der Quarzit zu einem isoklinalen und wahrscheinlich aufrechten Faltenbau verformt worden.
- 2) Erst dann folgt eine achsenebenenparallele Schieferung, danach die Hauptmetamorphose mit ihrer metamorphen Differentiation zu dem Lagengefüge der heutigen Glimmerschiefer.

Die enge Vergesellschaftung der Feldspat-Quarz-Gneise mit den Quarziten läßt bei manchen dieser hellen Gesteine auf eine sedimentäre Herkunft schließen. Die Metagranite zeigen dagegen niemals vergleichbare isoklinale Strukturen. Die modale Zusammensetzung der Feldspat-Quarz-Gneise weicht von der der Metagranite ab (Tab. 2). Dies weist auch auf ihre sedimentäre Herkunft hin.

2.1.4. Amphibolschiefer, Kalksilikatfels und Marmor

Dies sind geringmächtige Einschaltungen in den Glimmerschiefern und quarzitischen Gesteinen. Während die Amphibolschiefer noch meist als dünne Bändchen ein paar Meter im Streichen zu verfolgen sind, bilden die Kalksilikatfelse und Marmore verknetete Knäuel. Im Amphibolschiefer herrscht gewöhnlich ein feinlagiger Wechsel von serizitisiertem Plagioklas (An_{47} im Kern, An_{54} im Rand) und Quarz mit lepidoblastischem Amphibol und Titanit. Dazu treten Zeilen oder Nester von Zoisit-Calcit, Amphibol-Diopsid und Diopsid. Ungewöhnlich ist in einem Dünnschliff die lagenweise Anreicherung von gut gerundeten Apatitkörnern. Die Kalksilikatfelse zeigen alle Übergänge von unregelmäßigem Gefüge mit mittelkörnigen, dicht durchsiebten Diopsiden in einer völlig serizitisierten Plagioklas-Grundmasse zu den Amphibolschiefern sowie zu den Marmoren. Letzere sind durchwegs unrein, besitzen daher im frischen Bruch eine blaßgrüne Farbe. Ihr Gefüge besteht aus klein- bis mittelkörnigem, intensiv druckverzwillingtem Calcit. An den Ecken der Korngrenzen zu jeweils zwei benachbarten Individuen (Tripelpunkte des Calcit-Mosaiks) sind gerne vollkommen runde Quarze angesiedelt.

2.2. Metamagmatite des Altkristallins

Petrographische und strukturelle Gleichförmigkeiten der einzelnen Glieder der Metamagmatite erlauben eine Beschreibung in Stichpunkten. Folgende Teilgefüge sind den Magmatiten gemeinsam:

- schieferungskonkordante Einschaltungen im Verband mit den Metasedimenten des Altkristallins;
- schiefriger bis, je nach Anteil der Hornblende, stengeliger Habitus;
- flatschige bis linsige Einschaltungen von jeweils in der granitischen Gesteinsabfolge basischeren Schollen;
- Zonen schieferungsparalleler Kataklyse, die zu einer Mörtelstruktur rekristallisieren;
- inverser Zonarbau der Plagioklase;
- zwei genetisch unterscheidbare Klüftungssysteme, die auf die zeitlich abgesetzten Faltungsphasen B_2 und B_3 bezogen werden können.

2.2.1. Mikroklin-Albit-Metagranit

(Modalanalysen vgl. Tab. 3)

- 1) porphyrisches Gefüge von klein- bis mittelkörnigem Plagioklas und Mikroklin, der häufig auch riesenkörnig auftritt;
- 2) Mikroklin weist auf: eine Triklinität von $\Delta_{130-130} = 0,83$; Mikroperthit (Adern und Flecken); poikilitischen Albit; orientierte und nicht orientierte Einlagerungen von feinsten Nadeln, wahrscheinlich Apatit; quarzverheilte Haarrisse. Bei Zerschering perthitischer Bereiche sprossen von dort hypidiomorphe Albite in die Klüftfüllung;

2.2.2. Mikroklin-Oligoklas-Metagranit

(Modalanalysen vgl. Tab. 3)

- 1) gleichkörniges Lagengefüge von fein- bis kleinkörnigem Quarz, Feldspat, Biotit und vereinzelte Augen von mittelkörnigem Mikroklin (vgl. Abb. 5);
- 2) beginnende Serizitisierung der Oligoklase, Bildung von Mineralen der Epidot-Gruppe und Ausbleichung oder Penninisierung der Biotite.

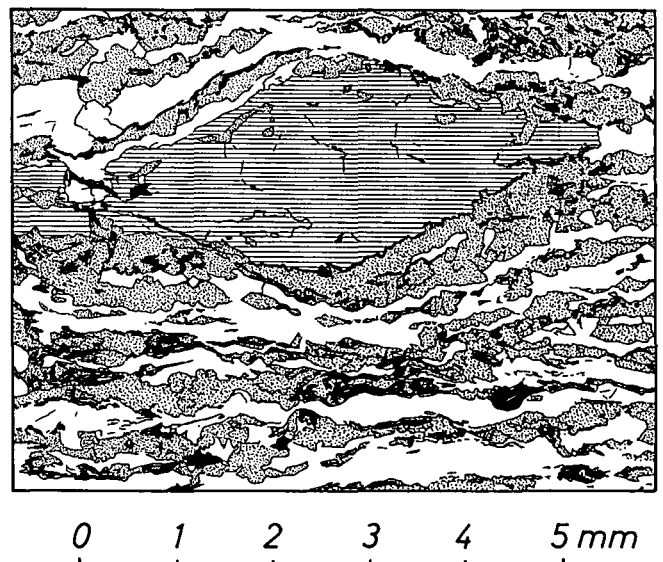


Abb. 5: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.
Schliff 8323, 1 Nicol; Fundort: 100 m östlich Kerl spitz Punkt 2612 m.
Schieferung parallel langer Bildkante.
Lagentextur von Quarz (weiß), saussuritisiertem Plagioklas (gepunktet) und von Biotit (schwarz); Mikroklin-Quarz-„Augen“ = waagrechte Schraffur.

Tabelle 3: Modaler Stoffbestand von Metagraniten [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer									
	8107	8789	8793	H 90	8332	8340	8664	8323	8784	8788
Plagioklas	35,7	36,8	30,8	23,4	26,1	35,6	9,3	32,8	24,6	25,4
An (Rand/Kern)	10/0	0	0	0	0	7/0	0	27/20	22	32/24
Kalifeldspat	23,7	25,8	25,1	31,1	32,6	22,5	43,6	20,1	27,1	22,7
Quarz	34,2	24,6	35,4	36,2	31,4	30,1	37,4	34,0	36,2	30,6
Muskovit	3,8	7,8	7,2	6,5	6,4	6,3	7,2	0,7	6,6	7,9
Biotit	1,1	4,0	—	0,7	0,1	2,2	1,8	9,1	3,4	11,7
Chlorit	0,6	0,2	—	0,2	2,5	2,5	—	1,4	1,8	0,4
Granat	—	—	—	—	0,4	0,1	0,6	0,5	—	0,2
Epidotgruppe	Sp.	—	—	0,2	—	0,2	—	0,6	—	—
Erz	0,8	0,1	0,9	1,1	0,3	0,1	—	0,5	0,2	0,4
Rutil	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanit	—	—	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.
Apatit	0,1	0,6	0,4	0,6	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,4
Zirkon	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Calcit	—	—	—	—	—	0,3	Sp.	—	—	0,3
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8107: Mikroklin-Albit-Metagranit.

175 m NE Pürglers Kunke (Punkt 2500 m) in 2405 m Höhe (12°17'39,5"/46°48'13,5")

Nr. 8789: Mikroklin-Albit-Metagranit.

320 m E Punkt 2055 des Kammes von Flecken in 1890 m Höhe (12°18'45,9"/46°49'4,1")

Nr. 8793: Mikroklin-Albit-Metagranit.

100 m E Punkt 2144 NE Unterliper Alm in 2120 m Höhe (12°18'45,9"/46°48'53,5")

Nr. H 90: Mikroklin-Albit-Metagranit.

Gipfel des Geil NE Kalkstein-Jöchl in 2490 m Höhe (12°17'45,9"/46°49'36,6")

Nr. 8332: Mikroklin-Albit-Metagranit.

550 m NNW Bad Kalkstein in 1780 m Höhe (12°17'37,7"/46°48'48,5")

Nr. 8340: Mikroklin-Albit-Metagranit.

250 m NE Bad Kalkstein in 1500 m Höhe (12°20'30,0y/46°48'40,2")

Nr. 8664: Mikroklin-Albit-Metagranit.

175 m SW Kapelle (Punkt 1445 m) am Ausgang des Kalksteiner Baches in 1460 m Höhe (12°20'20,0"/46°48'49,2")

Nr. 8323: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

100 m E Kerl-Spitz in 3545 m Höhe (12°17'5,9"/46°48'55,1")

Nr. 8784: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

300 m NE Unterliper Alm in 2000 m Höhe (12°18'17,7"/46°48'47,6")

Nr. 8788: Mikroklin-Oligoklas-Metagranit.

100 m S Punkt 2551 m am Eggeberg-Grat in 2540 m Höhe (12°18'42,4"/46°49'27,9")

2.2.3. Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit

(Modalanalysen vgl. Tab. 4)

- 1) Mikrokristallines bis feinkörniges Gefüge mit subparalleler Orientierung der Hornblenden und Biotite;
- 2) Mikroklin, vorzugsweise als antiperthitische Entmischungen im Andesin;
- 3) starke Serzitisierung der Andesine und beginnende Umwandlung der Hornblenden zu Chlorit, Calcit und Mineralen der Epidot-Gruppe, Penninisierung der Biotite;
- 4) Mikroklin-Klinozoisit, Quarz-verheilte Haarrisse, im Dünnschliffbereich relativ weitständig (1–3 mm), genetisch zugehörig der Klüftung in der Faltungsphase B₂;
- 5) Laumonit-Mineralisation in engständigen, gefiederten Haarrissen (oft 20/2 mm), genetisch zugehörig der Faltungsphase B₃; Laumonit mit 2V_x = 28°, Z c = 27° liegt möglicherweise als Varietät Leonhardt vor (vgl. Abb. 6);
- 6) Stilbit und Heulandit-Mineralisation auf genetisch verschiedenen Trennflächen.

2.2.4. Hornblende-Labradorit-Metadiorit

(Modalanalysen vgl. Tab. 5)

- 1) Nahezu völlig serzitierte Labradorite, bisweilen mit antiperthitischem Mikroklin, bilden ein Retikulernetz, in dem Haufwerke von blaßgrünen Hornblenden (fein- bis mittelkörnig), Nester von filzigem Chlorit und augenförmige Quarzpflasteraggregate auftreten;
- 2) Chlorit umflasert einzelne Hornblende-Aggregate;
- 3) Albit (An₀) sproßt in poikilitischen Hornblenden
- 4) Chlorit-Klinozoisit-Quarz-Mineralisationen verheilen die Haarrisse;
- 5) Prehnit-Mineralisation mit intersertalem Gefüge feinkörniger Leisten verheilt die Klüfte.

2.3. Gesteine der Permotrias

Die in der geologischen Karte von Kalkstein (siehe Beilage 1) getroffene Unterscheidung verschiedener stratigraphischer Einheiten erfolgt nach dem lithologischen Schema von SCHMIDEGG (1937) bzw. von TOLL-

Tabelle 4: Modaler Stoffbestand von Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodioriten [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer								
	8333	8334	8796	8116	8336	8106	8798	8792	8780
Plagioklas	39,3	43,5	38,9	39,1	38,1	36,2	42,4	40,5	37,1
An (Rand/Kern)	37	43/32	30	41/30	36/30	40/36	36/28	35/25	32
Kalifeldspat	0,8	—	8,1	10,2	1,2	0,5	7,4	11,3	—
Quarz	37,6	33,4	27,9	25,3	33,8	35,1	30,1	28,1	32,1
Muskovit	1,0	—	1,6	0,1	0,1	—	0,4	1,5	—
Biotit	17,2	16,6	14,5	4,0	17,5	20,3	15,8	15,8	24,1
Chlorit	0,9	0,6	2,5	10,9	0,7	0,4	0,3	0,1	—
Hornblende	0,4	1,1	3,3	5,1	4,3	1,8	0,1	—	1,2
Granat	0,2	—	0,6	0,2	0,1	0m9	0,6	0,2	0,4
Laumontit	—	0,7	—	—	—	—	—	—	—
Epidotgruppe	1,4	1,9	1,7	2,9	1,8	3,4	1,8	1,0	3,6
Erz	0,5	0,4	0,4	1,7	0,5	0,8	0,5	1,1	0,7
Titanit	0,2	1,2	0,1	0,3	1,6	0,2	0,3	0,3	0,6
Apatit	0,4	0,2	0,3	0,2	Sp.	0,4	0,3	0,1	0,2
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Calcit	0,1	0,4	0,1	Sp.	0,3	Sp.	Sp.	—	Sp.
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000	3000

Nr. 8333: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8334: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8796: Punkt 2438 am Grat zwischen Kerl-Spitz und Kalkstein Jöchel (12°17'16,5"/46°49'8,2")
 Nr. 8116: 300 m E Multer Spitz in 2245 m Höhe (12°17'35,3"/46°48'27,9")
 Nr. 8336: 150 m SW Punkt 2212 m am Kalksteiner Eck in 2260 m Höhe (12°18'12,9"/46°48'11,2")
 Nr. 8106: 100 m NE Punkt 2055 m des Kammes vom Flecken in 2020 m Höhe (12°19'42,6"/46°49'4,4")
 Nr. 8798: 275 m E Punkt 2055 des Kammes am Flecken in 1910 m Höhe (12°19'52,2"/46°49'3,6")
 Nr. 8792: 180 m NE Punkt 2144 m NE Unterlipper Alm in 2100 m Höhe (12°18'48,7"/46°48'54,1")
 Nr. 8780: 250 m ENE Punkt 2055 des Kammes vom Flecken in 1930 m Höhe (12°19'51,1"/46°49'4,4")

MANN (1963). Durch Fossilien (*Dasycladaceae* der Gattung *Diplopora annulatifissima* und *Diplopora annulata*) ist nur der Grenzbereich von Anis-Ladin belegt. Die maximale Mächtigkeit der Permotrias von Kalkstein beträgt:

Ladin	130 m Dolomit
Anis	125 m rauhwackiger Dolomit 35 m Bänderkalk
Permoskyth	55 m Basisschichten

2.3.1. Basisschichten des Permoskyth, „Verrucano“

SCHINDLMAYR (1968) weist auf die unklare Bezeichnung „Verrucano“ hin und beschreibt die „klastischen Basisbildungen der alpidischen Sedimentation“ als „Basisschichten“.

2.3.1.1. Karbonatfreie Basisschichten

Da die primäre Auflage der Basisschichten auf dem Altkristallin zu einer Zone starker Mylonitisierung deformiert worden ist, bleibt eine vollständig erhaltene Schichtfolge unwahrscheinlich. So findet sich die maximale Mächtigkeit von 55 m im Bereich intensiver Verfaltung zwischen Punkt 1940 und Punkt 1845 nordwestlich Bad Kalkstein (vgl. Profilserie Abb. 7). Das Hauptpaket (etwa 50 m) besteht aus feinkiesigen, gut sortierten Konglomeraten mit schlecht kantengerundeten Komponenten und einem grünlich-weißen phyllitischen Bindemittel. Erst im Nahbereich zur Grenze zum Bänderkalk treten mittel- bis feinsandige Varietäten auf. Hauptbe-

standteil ist meistens Quarz; dazu tritt mit mengenmäßig unterschiedlichen Anteilen dunkelbraunroter bis dunkelviolettroter Quarzporphyr und verleiht dem Gestein eine blaßrosa bis dunkelviolette Färbung; auch gelbgrüne, z. T. dunkelgrüne Töne kommen vor.

Sedimentäre Strukturen fehlen nahezu völlig, nur in den feinerkörnigen Varietäten ist eine leichte Gradierung zu erkennen. Scheinbar regellos sind im gesamten Gesteinspaket bis faustgroße, vollkommen gerundete Quarzporphyr-Gerölle sowie walnußgroße weiße Quarze eingestreut. Der Habitus des Gesteins ist deutlich schiefbrig.

Gut geregelte Hellglimmerblättchen sowie zerscherte oder sekundär ausgelängte Komponenten bilden ein Lagengefüge, das bisweilen leicht schräg (etwa 5°) zur bankähnlichen Absonderung verläuft. In Zonen besonders intensiver tektonischer Verformung, wie am Kalkstein Jöchel, treten eine intensive Verglimmerung mit Blättchen größer als 2 mm auf. Durchsetzt eine dünnblättrige Spaltbarkeit von lamellaren, mit grün gefärbtem Quarz verheilten Harnischflächen das Gestein, ist es von mylonitischen Augengneisen megaskopisch nicht zu unterscheiden.

Das Schlibbild zeigt eine optisch kaum auflösbare pflasterförmige Rekrystallisation der Grundmasse der Quarzporphyr-Gerölle, in der feinste Hellglimmer partienweise ein rautenförmiges Netzwerk bilden. Die fluidale Textur ist durch die Spuren von staubfeinem Erz noch deutlich erhalten. Stärkere Rekrystallisation geht von radialfaserigen, rosettenförmigen Kernen aus, die



Abb. 6: Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorit.
Schliff 8334, 1 Nicol; Fundort: Punkt 2438 m am Grat von der Kerl Spitz zum Kalkstein Jöchl.
Schieferung parallel kurzer Bildkante.
Feldspat-Quarz-Grundmasse = weiß; vollkommene Ausheilung gefiederter Haarrisse der Bruchschieferung durch Laumontit = punktiert; Biotit = fett umrandete weiße Leisten und Tafeln mit Spaltbarkeit; Erz = schwarze Flecken.

Tabelle 5: Modaler Stoffbestand von Hornblende-Labradorit-Metagranodiorit [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer	
	8328	8105
Plagioklas	33,4	34,5
Anorthitgehalt	57	—
Kalifeldspat	—	0,8
Quarz	6,5	5,5
Muskovit	1,4	0,4
Biotit	5,6	—
Chlorit	7,9	2,4
Hornblende	42,3	50,1
Prehnit	—	4,8
Epidotgruppe	1,1	0,8
Zirkon	—	Sp.
Erz, Rutil, Titanit, Apatit, Calcit	1,8	0,7
Σ	100,0	100,0
Punkte	3000	3000

Nr. 8333 und 8105: Steinbruchartiger Aufschluß bei Punkt 1677 m, 750 m E Bad Kalkstein in 1670 m Höhe. (12°20'25,2"/46°48'37,2")

Tabelle 6: Mittelwerte von Gesteins-Modalanalysen [in Vol.-%].

Mineral	Probennummer				
	1	2	3	4	5
Plagioklas	23,3	35,1	39,6	28,2	27,6
An (Rand/Kern)	25/22	12	39/31	2/0	27/22
Kalifeldspat	0,3	18,0	4,4	29,2	23,3
Quarz	25,9	34,3	31,5	32,8	33,6
Muskovit	14,8	6,8	0,5	6,5	5,1
Biotit	23,9	2,0	16,2	1,3	8,0
Chlorit	3,9	2,7	1,8	0,9	1,2
Hornblende	—	—	1,9	—	—
Granat	1,3	0,2	0,4	0,2	0,2
Staurolith	2,1	—	—	—	—
Laumontit	—	—	Sp.	—	—
Epidotgruppe	0,7	—	2,2	0,1	0,2
Erz	1,4	0,8	0,7	0,5	0,4
Rutil	0,2	—	—	—	—
Titanit	Sp.	—	0,5	Sp.	Sp.
Apatit	Sp.	0,05	0,2	0,3	0,3
Zirkon	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Turmalin	0,1	—	—	Sp.	—
Calcit	—	0,05	0,1	Sp.	0,1
Graphit	2,1	—	—	—	—
Σ	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Punkte	18.000	9.000	27.000	21.000	9.000

Nr. 1: Mittelwert von 6 Modalanalysen der Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefer.

Nr. 2: Mittelwert von 3 Modalanalysen der Feldspat-Quarz-Gneise.

Nr. 3: Mittelwert von 9 Modalanalysen der Hornblende-Biotit-Andesin-Metagranodiorite.

Nr. 4: Mittelwert von 7 Modalanalysen der Mikroklin-Albit-Metagranite.

Nr. 5: Mittelwert von 3 Modalanalysen der Mikroklin-Oligoklas-Metagranite.

vorwiegend aus Quarz, weniger Feldspat (möglicherweise Albit, diffraktometrisch) und Heliglimmern bestehen. Innerhalb der Grundmasse mit einer Korngröße von 0,003–0,005 mm schwimmen solche Entglasungsrosetten von etwa 0,2 mm.

In der Grundmasse schwimmen mittelkörnige Quarze, Kalifeldspäte und akzessorische Zirkone. Die Quarz-Einsprenglinge sind durchwegs tief buchtig korrodiert. Der Kalifeldspat neigt eher zur Idiomorphie. Er ist immer von reichlich Erz, manchmal in zonarer Verteilung durchstäubt. Allgemein sind aderperthitische Entmischungen sowie eine domänenweise Mikroklingitterung. Klein- bis mittelkörnige, farblose Heliglimmerleisten mit dichter Erzdurchstäubung sind als umgewandelte Biotite anzusprechen. Neugebildet sind dagegen die mikrokristallinen, blaß- bis gelbgrünen Heliglimmer in der Grundmasse und in zahlreichen Haarrissen, die sich oft zu Mikrodrusen mit idiomorphem Palisadenquarz und hypidiomorphem Albit erweitern.

Die Basisschichten bauen sich nahezu vollständig aus Fragmenten des Quarzporphyrs auf: neben dem mengenmäßig vorherrschenden Quarz (50–70 Vol.-%) trägt der Anteil an Quarzporphyr-Grundmasse 30 bis 50 %; dazu kommen Kalifeldspat (Paramorphosen von Mikroklin nach Sanidin) und Glimmer. Seltener sind

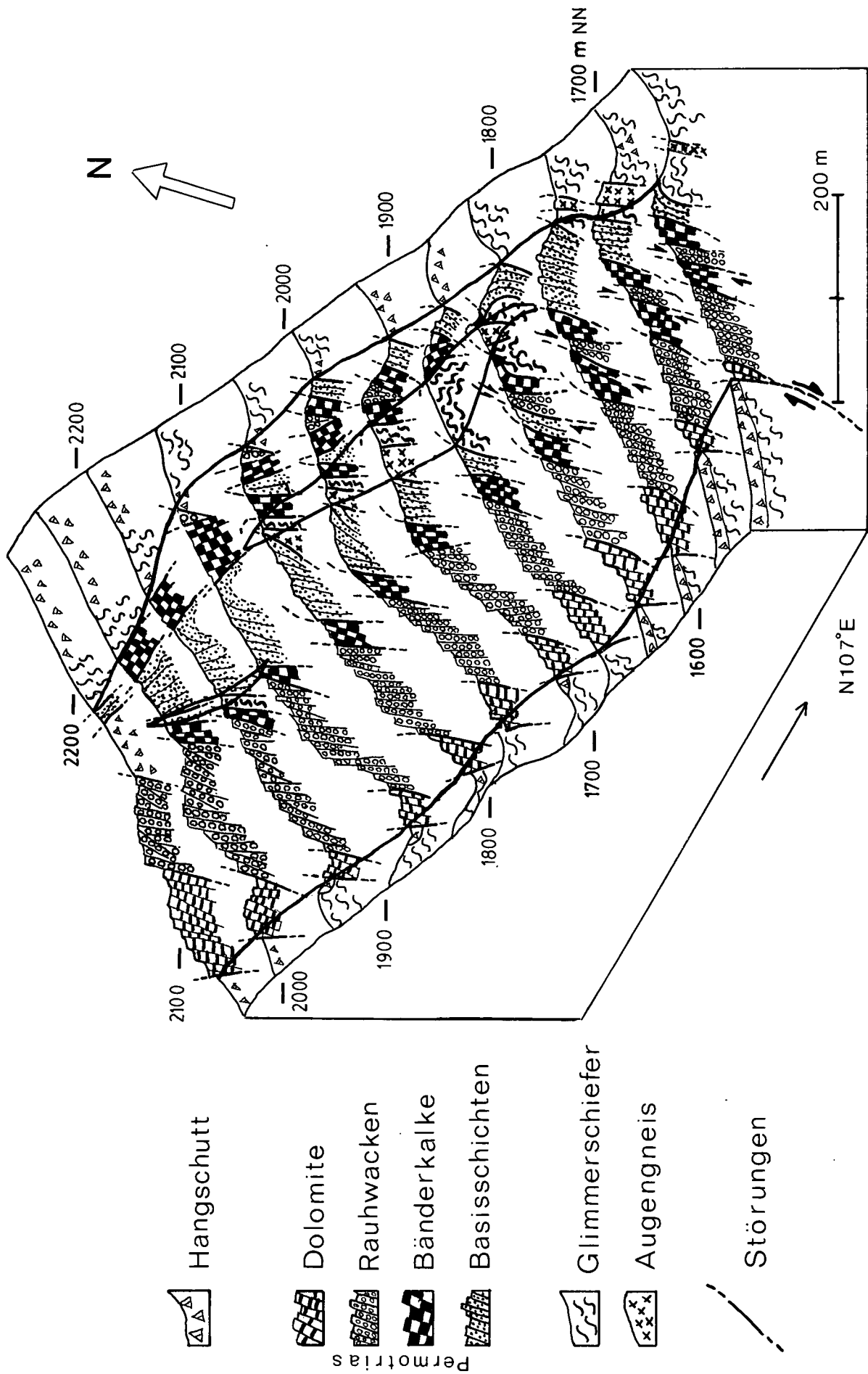


Abb. 7: Permianas nordwestlich von Bad Kalkstein. Profilsérie im isometrischen Blockbild.

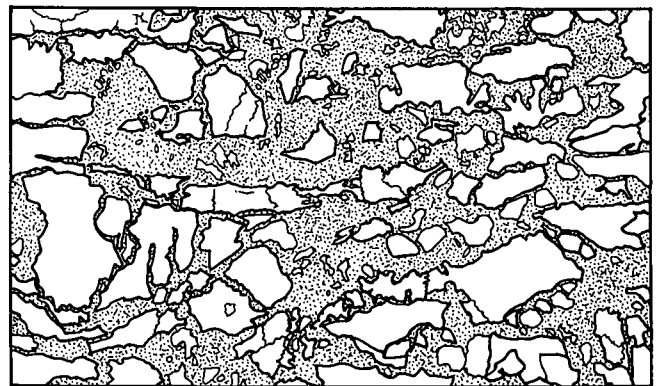
feinkörnige, völlig klare Mikrokline und Plagioklase (An_{23-28}). Der Gesamtanteil der detritischen Feldspäte beträgt modal 5 %.

An Glimmermineralen lassen sich folgende Varietäten unterscheiden:

- 1) Gelbgrün bis ockerbraun pleochroitische Hellglimmer umflasern in feinschiefrigen Aggregaten die Quarzporphyrgerölle. Sie erweisen sich aus mikrokristallinen Subindividuen zusammengesetzt, eng verwachsen mit allerfeinsten wellig geformten Quarzwürmern. Dieses Hellglimmer-Teilgefüge ist interpretierbar als schrittweise Umbildung des tonigen Bindemittels der Basisschichten: aus SiO_2 -reichen Tonmineralen hat sich zunächst unter Freisetzung von wurmförmigen Quarzen ein SiO_2 -ärmerer Serizit ausgebildet, der sodann sammelkristallisiert. Röntgenographisch handelt es sich um Illit. Nebeneinander treten die Polytypen $2M_1$ und $1Md$ auf, unterscheidbar durch die gut ausgeprägten Reflexe bei Gitterabständen von $2,80 \text{ \AA}$ und $2,58 \text{ \AA}$ (FREY, 1969). Die Bestimmung der Kristallinität nach KUBLER (in FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970) ergibt einen guten Kristallinitätsgrad. Die in halber Höhe des 10 \AA -Peaks gemessene Reflexbreite von $5,2 \text{ mm}$ fällt in das für sehr schwache Metamorphose angegebene Intervall.
- 2) Farblose, optisch völlig homogene Hellglimmer finden ihre häufigste Verbreitung in den Bereichen intensiver tektonischer Deformation wie am Kalkstein Jöchl. Dort belegen solche etwa 2 mm große Hellglimmer als muskovitähnliche Blättchen die Schieferungsflächen der Basisschichten. Dabei kann festgestellt werden:
 - ausschließliches Auftreten des Polytyps $2M_1$,
 - deutliche Intensitätsabnahme des 110 -Reflexes bei $4,52 \text{ \AA}$ und Intensitätszunahme des 004 -Reflexes bei $5,0 \text{ \AA}$.
 - Zunahme des Kristallinitätsgrades (Halbhöhenbreite des 10 \AA -Peaks von $3,9 \text{ mm}$).
- 3) Braune, eingerollte oder verdrehte Glimmer erweisen sich mikroskopisch als Hellglimmer, die von dicht rötlich durchscheinendem Erz durchstäubt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um oxidierte detritische Biotite.

Das Mikrogefüge wird an Beispielen der mittelkörnigen Basisschichten nahe der Hangendgrenze zum Bänderkalk (Abb. 8 und 9) beschrieben. Trennflächen durchziehen in einem rautenförmigen Muster das Gestein. Die Schieferung ist durch eine linsig-flatschige Spaltbarkeit gekennzeichnet. Die Scherflächenpaare können als Ausdruck der Paläospannungen bei der Überschiebung durch das Altkristallin gedeutet werden. Bei den Quarzen können teilweise gerundete, völlig eckige, diskenförmige, bandartige sowie unregelmäßig geformte Individuen unterschieden werden.

In Abbildung 8 ist ein gebänderter Ausschnitt dargestellt. Das mittlere Band besteht aus implikativen, unregelmäßig geformten Quarzsubindividuen, deren Korngrößen sich optisch durch einen feinen Mörtelsaum herausheben. Ehemals selbständige monokristalline und polykristalline Quarzgerölle sind infolge von Drucklösung verzahnt; allgemein fehlt in dem Gestein jedoch eine unmittelbare Kornbindung der Quarze. Bei der Deformation kommt es zu Teilbewegungen entlang der Korngrenzen. Das dabei zerscherte Material rekristallisiert in Form von Mörtelgefüge. Syngenetisch kristalli-



0 1 2mm

Abb. 8: Mittelkörnige Basisschichten des Permoskyth. Schliff 8609, 1 Nicol; Fundort: 750 m nordwestlich Bad Kalkstein. Schichtung und Schieferung parallel langer Bildkante. Quarzbändergefüge = weiß, fett umrandet; Matrix, bestehend aus detritifiziertem Quarzporphyr-Detritus (punktiert) und aus Quarz-Hellglimmer-Teilgefügen von umgebildeter toniger Substanz (punktiert mit feiner Strichelung).



0 0,5 1mm

Abb. 9: Mittelkörnige Basisschichten des Permoskyth. Schliff 8609, 1 Nicol; Fundort: 750 m nordwestlich Bad Kalkstein. Schichtung und Schieferung parallel langer Kante. Quarzbruchstücke = weiß; authigene Quarz-Hellglimmer-Trenngefüge = punktiert und gestrichelt, entsprechend der Orientierung der Hellglimmer.

siert authigener Quarz in optischer Kontinuität und bildet so halsförmige Ausstülpungen an den Enden der Quarzbänder.

Abbildung 9 zeigt das Teilgefüge der Verwachsungszonen zwischen verschiedenen Quarzkörnern. Tonige Substanz, die den Intergranularraum gefüllt hat, ist als trennendes Gefügeelement auf den Grenzflächen der tektonisch fragmentierten Quarze eingewandert. Die Umbildung der tonigen Substanz zu Hellglimmern besteht aus einer kontinuierlichen Lösung und der Rekristallisation unter Freisetzung von SiO_2 . Quarz und Hellglimmer sind in paralleler Verwachsung kristallisiert. Durch weitere Zufuhr SiO_2 -haltiger Lösung verbinden diese Quarzfasern die Quarzgerölle und gehen graduell in deren optische Orientierung über.

2.3.1.2. Karbonatführende Basisschichten

Die bisherige Beschreibung betrifft den allgemein verbreiteten Typus der Basisschichten. Eine Ausnahme davon stellen die karbonatführenden Quarz-Mittelsandsteine des lokal eng begrenzten Vorkommens 125 m nordöstlich Bad Kalkstein, am Durchbruch des Kalksteiner Baches dar. Sie bilden bizarre Massen von taschenförmiger Gestalt, etwa 25 m mächtig und etwa 30 m im Streichen ausgedehnt.

Beispiel der Gesteinsfolge der karbonatführenden Basisschichten entlang des Profils am Durchbruch des Kalksteiner Baches:

- ① hangende Bänderkalke ca. 1 m braun anwitternder Hellglimmer und Albit An_0 führender, calcitreicher Mittelsandstein ohne jegliche sedimentäre Strukturen; stark brekziös und laminar zerglitten; feinkörnige Imprägnation mit hypidiomorphem Rutil;
- ② ca. 1 m grünlich-weißer, mittelkörniger Quarzit, un- deutlich verschiefert; Umbildung des tonigen Bindemittels zu geregeltem, schieferungsparallelem Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge; schwach Calcit führend;
- ③ 0,05 m rot-violetter, feinsandhaltiger Phyllitschiefer; reichlich Hämatit und Rutil, untergeordnet mit detritischen, blaugrünen Turmalinen; mit lamellarem Quarz verheilte fiederähnliche Bruchschieferung; schwach calcitisch;
- ④ 0,2 m Quarzit, wie ②;
- ⑤ 0,05 m Phyllitschiefer, wie ③;
- ⑥ ca. 22 m calcitreicher Mittelsandstein, wie ①;
- ⑦ ca. 3 m feinkiesige Basiskonglomerate; liegende Mylonite der kristallinen Basis.

Trotz Unterschieden in der mineralogischen Zusammensetzung und im Habitus weisen die Gesteine ① bis ⑦ wesentliche Gemeinsamkeiten auf:

Quarz-Calcit-Teilgefüge

Unabhängig vom Gehalt an Karbonat ist eine mehrphasige Veränderung des Löslichkeitsverhaltens von SiO_2 und $CaCO_3$ zu beobachten:

- ① In einer genetisch älteren Phase sind die detritischen Quarze und die kieselige Substanz einer fröhdigen Porenfüllung korrodiert und häufig bis auf amöboidale Reste von Calcit verdrängt worden. Die Matrix, in der größere z. T. wenig korrodierte Komponenten (detritischer Quarz, Mikroklin und Plagioklas An_{25-28}) schwimmen, bildet mikrokristalliner Calcit.
- ② Mit Beginn der linsigen Zergleitung rekristallisiert mikrokristalliner Quarz zu bandförmigen Aggregaten, in denen zahlreiche feinkörnige Calcit-Skalenoeder eingeschlossen sind. Die offenen Haarrisse der nachfolgenden Bruchschieferung mineralisieren mit lamellarem, senkrecht zu den Trennflächen orientiertem Quarz. Die Bildung von feinkörnigem authigenem Albit (An_0) ist ebenfalls der Phase ② zuzurechnen, da sie vorzugsweise in den rekristallisierten Bereichen der brekzierten Matrix auftritt.
- ③ In der genetisch jüngsten Phase wird Calcit wieder mobilisiert und wandert auf Klüften aus. In den quarzphyllitisch rekristallisierten Myloniten der altkristallinen Basis verdrängt Calcit wiederum den Quarz. Solche Verdrängungsstrukturen finden sich auch noch in den altkristallinen Quarziten in einer Entfernung von 300 m im tektonisch Liegenden der Permtrias, in denen Calcit auf tektonischen Trenn-

flächen einwandert (Punkt 2379 nordöstlich Kalkstein Jöchl).

Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge

Wie in den karbonatfreien Basisschichten rekristallisierten Quarz und Hellglimmer parallel zur Schieferung und wachsen auf Quarzgeröllen an.

Rutil-Erz-Teilgefüge

In den quarzitischen Basisschichten ist Rutil mit Hämatit und Goethit vergesellschaftet, in den karbonatreichen mit Pyrit. Bereits mit der Lupe ist eine feine Imprägnation der karbonatischen Matrix mit kurzsäuligem dunkelbraunem Rutil zu erkennen, der auch an den Kristallflächen von feinkörnigen Calcit-mineralisierten Klüften anwächst.

Rutil kristallisiert körnig, gelegentlich in Paragenese mit Quarz als Nadeln.

2.3.1.3. Mineralfaziale Folgerungen

Prätektonische Veränderungen

- 1) Ausfällung von kieseliger Substanz als Zwickel- und Hohlraumfüllung und möglicherweise auch Verdrängung des tonigen Bindemittels.
- 2) Optisch kontinuierliche Anwachsungen von authigenem Quarz auf Quarzsandkörnern gehören nach DAPPLES (1967) in das Stadium der Kompaktion.
- 3) Korrosion von detritischem Quarz und authigener kieseliger Substanz. Nach dem Auftreten von wurmförmigen Quarzrelikten in Calcit-Skalenoedern zu schließen, stellen zumindest einen Teil der karbonatführenden Basisschichten desilifizierte Quarzsandsteine dar. Die Umkehrung dieses Vorganges erfolgt in Abhängigkeit vom pH-Wert, dem Eh-Wert, dem CO_2 -Partialdruck und der Temperatur. Solche Veränderungen sind infolge beginnender tektonischer Deformation durch Ergänzung des intergranular eingeschlossenen Wassers durch Grundwasser zu erwarten, das auf Klüften und Störungen eindringt.

Syn- bis posttektonische Veränderungen

- 1) Die Phase der Umbildung des tonigen Bindemittels entspricht der Zone der quarzitischer Struktur mit Chlorit- und Serizitcement nach FREY (1969). Die flachen Bewegungen in S-N-Richtung führen zur Kataklase der Gesteinskomponenten, zu einer linsigen Zergleitung und zur Ausbildung einer Schieferung. Vorzugsweise in der mikrokristallin rekristallisierten Calcit-Matrix der kleinfragmentierten karbonatreichen Basisschichten sprossen idiomorpher Quarz und Albit sowie Hellglimmer. Auf den Trennflächen dringen erzeiche Lösungen ein. Es kristallisieren Pyrit und Rutil. In den karbonatfreien Basisschichten wachsen Quarzsandkörner zu Bändern zusammen, und die Hellglimmer der sukzessive umkristallisierenden tonigen Substanz sprossen syngenetisch mit den Quarzanwachsungen.
- 2) Bei der Wiederaufwärtsbewegung der tief versenkten Sedimente wird Calcit wieder mobilisiert und wandert auf Klüften aus. Die seltene Blastese von Baryt könnte in diese Phase fallen.

2.3.2. Bänderkalke des Anis

Die Bänderkalke sind wie die Basisschichten an Zonen intensiver tektonischer Deformation gebunden. Die maximale Mächtigkeit von 40–50 m am „Kalksteiner Tor“, dem Bachdurchbruch durch die Permtriasschicht-

ten bei Bad Kalkstein, resultiert aus einer Verschachtelung gleicher stratigraphischer Einheiten und aus der Verschuppung mit stratigraphisch höheren Dolomiten. Die Grenze zu den Basisschichten ist durchwegs tektonisch verschliffen. An der Basis wechsellagern blau-graue Kalkphyllite feintrhythmisch mit Quarz-Feinsandlagen.

Mineralbestand der Kalkphyllite	Vol-%
Calcit	84
Dolomit	6
Hellglimmer	2
Quarz	1,5
Albit	3
Sphalerit + Pyrit + Rutil + Fe-Hydroxide + Zirkon + Turmalin + Coelestin + Fluorit + kohlige Substanz + freier Schwefel als Kluftbelag	3,5

Im Dünnschliffbereich besteht die calcitische Grundmasse aus einem mikrokörnigen Pflaster von durchschnittlich 0,01 mm Durchmesser und fleckenartig auftretenden, stärker rekristallisierten Körnern. Häufig sind jedoch durch Translationen im Kornbereich und damit verbundenen sekundären Lamellierungen die Korngrenzen der einzelnen Calcitindividuen nebulös. In 1 bis 3 mm breiten Teilzonen entlang der primär sedimentären pelitischen Lagen bilden die Hellglimmer mit polykristallinen Quarzbändern und intensiv drucklamelliertem, ausgeschmiertem Calcit einen durch Translationen hervorgerufenen Lagenwechsel. Die Hellglimmer sind jedoch nicht schicht- oder schieferungsgebunden, sondern nehmen auch Orientierungen senkrecht bis schräg zur schiefrigen Teilbarkeit ein. Sie weisen entsprechend einem 2M₁-Serizit einen sehr guten Kristallisationsgrad auf. Das bestätigt auch KRUMM (1984). Albit (An₀₋₇) sproßt vorzugsweise randlich der Bewegungsbahnen in die Calcit-Grundmasse. Der Albit ist eigentümlich gefeldert (Abb. 10). U-Tischmessungen ergaben ausschließlich Zwillinge nach dem Albit-Gesetz.

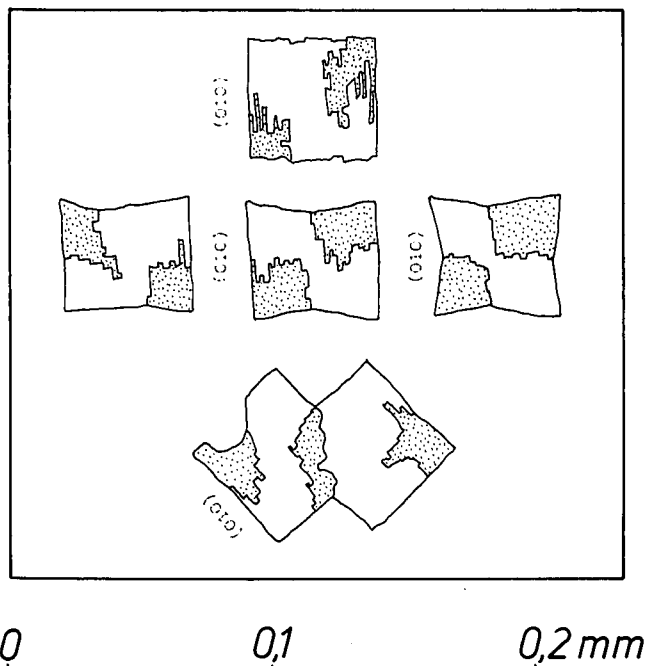


Abb. 10: Typische Albit-Zwillinge aus den triadischen Kalkphylliten des Anis (in vertikaler Anordnung in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit). Auslöschungsstellung bei gekreuzten Nicols.

Zum stratigraphisch Hangenden geht die mm-Rhythmik in einen dünnlagigen Wechsel (0,5–2 cm) rötlich-grauer und blau- bis schwarzgrauer sehr reiner Kalke über. Am „Kalksteiner Tor“ überwiegt eine mittel- bis dickbankige Absonderung (20–50 cm), die jedoch meist dünnplattig (1–5 cm) aufblättert, so daß in den meisten Aufschlüssen die Bankung völlig verwischt ist.

Im Handstück überwiegt eine kleinkörnige Struktur: In einem Gerüst von spätem weißem Calcit, das partienweise mengenmäßig überwiegt, fügen sich Bruchstücke zu einem Mosaik, ohne den sedimentären Lagenwechsel zu stören. Daneben kommen alle Strukturen von serialporphyroklastisch bis nebulös-brekziiert vor. Das Mikrogefüge der Bruchstücke besteht aus einem Calcitpflaster von 0,007 mm Durchmesser. Die Matrix zwischen den Gesteinsfragmenten hat ein ungleichkörniges Gefüge von linear geregelten, sich meist verzahnenden, oft drucklamellierten Calcit-Körnern von 0,02–0,07 mm Länge. Die quarzfeinsandigen und tonigen Lagen haben vorzugsweise als Gleitbahnen für Teilbewegungen bei S–N-Überschiebung gedient. Danach hat eine wirre Klüftung den jetzigen Habitus eines brekziösen Gesteins erzeugt.

2.3.3. Rauhwackige Dolomite des Anis

Sie bilden einen mächtigen stratigraphischen Verband innerhalb des Permotrias-Hauptzuges, sind aber auch mit anderen stratigraphischen Einheiten verschuppt. Allgemein sind die saiger stehenden Schichten selektiv verwittert, was zu einer Herausmodellierung einzelner steil aufgerichteter „Mauern“ geführt hat.

Die rauhwackigen Dolomite bilden eine Folge dünn- bis mittelbankiger (20–35 cm) dick- bis mittelplattiger (20–5 cm) Gesteine (Tab. 7). Die Färbung schwankt je nach Grad der Porosität, Gehalt an sekundärem Calcit und kohligem Substanz zwischen Hellgrau und Schwarz. Wellighöckrige Schichtoberflächen sind von orangegelben bis rotbraunen Häuten belegt. Der Habitus der Gesteine kann in lateraler Ausdehnung wechseln, z. B. gehen mehrere Meter mächtige graue, schwammig-poröse Gesteine ohne jegliche Schichtung im Streichen in gut gebankte, feinkörnige schwarze Dolomite über.

LEINE (1971) schildert die tektonische Entstehung solcher monomikten Rauhwacken durch Brekzierung eines meist zuckerkörnigen Dolomits, der einer anschließenden Rekristallisation des Dolomits und Calcitierung sowie tiefreichenden Verwitterung unterworfen gewesen ist. An folgenden Gefügebeispielen können die Ergebnisse von LEINE (1971, vgl. auch RIEDMÜLLER, 1976) bestätigt werden:

An der Grenze zu den stratigraphisch hangenden reinen Dolomiten des unteren Ladin zeigt sich eine beginnende Zertrümmerung eines dichten Dolomits mit nur geringen Beimengungen von kohligem Substanz. Das Teilgefüge der Fragmente besteht aus mikrokristallinem (0,007 mm Durchmesser), gleichkörnigem, granoblastischem Dolomit. Die Fragmentierung ist deutlich aus einer relativen Teilbewegung einzelner Bereiche an durchdringenden Scherbahnen parallel zur Schichtung infolge der Überschiebung des Altkristallins entstanden. Dabei haben sich kleinere Fragmente abgelöst, die nun als zusammenhanglose eckige Bruchstücke in der mittelkörnig mineralisierten Bewegungsbahn schwimmen.

Abbildung 11 zeigt eine Zerlegung des Gesteins in ein Haufwerk von Fragmenten, begünstigt durch Zunahme der Korngröße und des Gehalts an kohligem Sub-

Tabelle 7: Gesteinsabfolge durch die rauhwackigen Dolomite der Kalksteiner Trias nördlich des Ortes Kalkstein (Verbindungsline zwischen Punkt 1641 und Punkt 1845 der Karte, Tafel 1).

Horizont	Gesamt- mächtigkeit	Paket- mächtigkeit	Gesteinsbeschreibung
Hangende reine Dolomite des unteren Ladin			
1.	113,50	4,80	Verfestigte tektonische Brekzie eines schwarzen, feinkristallinen Dolomits; schwach calcitisches, weißgrau auswitterndes Bindemittel; pseudosedimentäre dünnbankige Absonderung.
2.	108,70	0,70	Brekziöser, schwarzgrauer, feinkristalliner Dolomit; schwach calcitisch; Netzwerk von hellrosa calcitischer Verheilung.
3.	108,00	1,90	Tektonische Dolomitbrekzie, wie 1.
4.	106,10	7,45	Brekziöser, feinkristalliner Dolomit, wie 2.
5.	98,65	2,70	Brekziöser, feinkristalliner Dolomit, ähnlich 2., jedoch schwach stinkend.
6.	95,95	1,65	Kompakter schwarzer Dolomit; haarrissig mit calcitischer Verheilung; partienweise bräunlich-grau.
7.	94,30	0,35	Feinporöser, hellgrauer, calcitischer Dolomit.
8.	93,95	1,90	Stinkender, brekziöser, feinkristalliner Dolomit; ähnlich 2.
9.	92,05	4,00	Bräunlichgrauer, feinporöser Dolomit; stark rissig mit calcitischer Verheilung; ungebant.
10.	88,05	1,35	Hellgrauer, zellig poröser, stinkender Dolomit; stark calcitisch.
11.	86,70	0,50	Diploporen-führende Lage; sonst wie 10.
12.	86,20	1,30	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
13.	84,90	0,10	Weißer, calcitreicher Mylonit.
14.	84,80	2,25	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
15.	82,55	0,80	Brekziöser, feinporöser, grauer Dolomit; stark calcitisch; dünnplattige Schichtung mit grubig-höckerigen Oberflächen, belegt mit rotbräunlichen Häuten.
16.	81,75	1,05	Blaugrauer bis schwarzer, reiner Dolomit; stark rissig, calcitisch verheilt; stinkend.
17.	80,70	2,50	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
18.	78,20	2,30	Zellig poröser Dolomit, ähnlich 10.; dünn- bis mittelbankig; rötlichbraune Schichtflächen.
19.	75,90	3,00	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünn- bis mittelbankig.
20.	72,90	1,60	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
21.	71,30	3,35	Zellig poröser, schwarzer Dolomit; unverheilte Brekziierung, stinkend; dünnbankig.
22.	67,95	2,30	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnbankig.
23.	65,65	3,40	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
24.	62,25	1,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.
25.	60,60	4,45	Brekziöser, schwarzgrauer Dolomit, wie 2.
26.	56,15	0,15	Zellig poröser Dolomit in mm-Rhythmik mit kompakten Dolomitbändern.
27.	56,00	2,05	Brekziöser Dolomit, wie 15.; dünnplattig.
28.	53,95	0,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.; z.T. dünnplattig.
29.	53,30	0,20	Brekziöser, schwarzgrauer Dolomit, wie 2.
30.	53,10	0,45	Zellig poröser Dolomit, wie 10.
31.	52,65	0,40	mm-Rhythmik, wie 26.
32.	52,25	2,80	Zellig poröser Dolomit, wie 10.; wechselnd hellgrau – schwarzgrau – bräunlich.
33.			(Tektonische Unterdrückung von 10–12 m zellig porösen Dolomits; teilweise dickbankig).
34.	49,47	18,50	Schwarzgrauer, feinporöser Dolomit von deutlich zuckerförmiger Kristallinität; calcitisch; stinkend; dünnbankig; partienweise undeutliche mm-Rhythmik.
35.	30,95	2,10	Schwarzgrauer Dolomit, ähnlich 34.; mikroporig; Verwitterung zu „Dolomitasche“.
36.	28,85	0,65	Hellgrauer Dolomit, wie 10.
37.	28,20	10,60	Schwarzgrauer Dolomit, ähnlich 34.; häufig grobe Zellen und mm-Rhythmik; dickbankig.
38.	17,60	10,60	Schwarzbrauner bis braungrauer, brekziöser Dolomit; gegenüber der Zuckerkörnigkeit von 34. weitere Zunahme der Korngröße; calcitisch; dünngebant mit wellig-höckerigen Schichtflächen und braunroten Belägen.
39.	7,00	7,00	Übergangzone zum Bänderkalk; schlecht aufgeschlossen; allgemeine Abnahme der Korngröße und Porosität, sowie stetige Zunahme des Calcitanteils.
Liegende Bänderkalke			

stanz. Eine solche, von feinststaubgroßem Dolomit verkittete, tektonische Brekzie (Horizont 1 und 3 in Tab. 7) tritt als trennender, 2–4 m mächtiger, pseudostratigraphischer Horizont zwischen den reinen Dolomiten des unteren Ladin und den anisichen Rauhwacken auf. Die leicht kantengerundeten, großen, länglichen Bruchstücke und die z. T. vollkommen gerundeten, serialporphyroklastischen kleineren Fragmente zeigen keinerlei zusammenhängende sedimentäre Struktur mehr. Die Hauptregelung der Komponenten ist parallel zur ehemaligen Schichtung. Eine genetisch jüngere Bruchschieferung erzeugt häufig eine subsystematische Regelung der kleineren Fragmente senkrecht zur Hauptregelung (erkennbar nur im Handstückbereich). Die Fragmente selbst bestehen aus einem feinkörnigen (0,1 gegenüber 0,007 mm im ladinischen Dolomit) Dolomitpflaster, das gleichmäßig von kohligter Substanz durchstäubt ist. Bei weiterer Zunahme an kohligter Substanz (das Gestein stinkt beim Anschlagen und aus Klüften deutlich bituminös und nach H₂S) resultiert ein feinkrek-

ziöses Gefüge mit beginnender Calcitisierung des Bindemittels. Partienweise ist noch ein zusammenhängender Verband porphyroklastischer Bruchstücke zu erkennen, die von hellem feinkristallinem Calcit verkittet werden. Diese Bereiche schwimmen in einer mikrokristallinen rekristallisierten Matrix, die fleckenweise von Calcit verdrängt wird. Die Löcher können nach der Gestalt durch Auswitterung einzelner Fragmente entstanden sein. Bei fortschreitender Calcitisierung, vor allem in den bereits im Handstück deutlich kristallinen Varietäten (Horizont 26) kommt es gerne zu einer pseudosedimentären mm-Rhythmik hellerer rauhwackiger, calcitischer Lagen mit schwarzen kompakteren, calcitarmen Dolomitlagen. Das durchschnittliche Gefüge der kompakten Lagen (Horizont 26) bilden pseudodichroitische, rundliche Dolomitporphyroblasten (eine dichte Packung mit enger, sich leicht verzahnender Kornbindung). Auffällig ist eine deutlich bräunliche Färbung durch eine feindisperse kohlige Substanz und das fast völlige Fehlen von Zwilling- und Drucklamellen. In der rauhwackigen Varietät

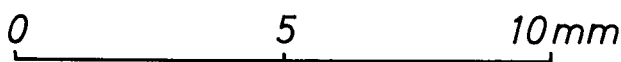
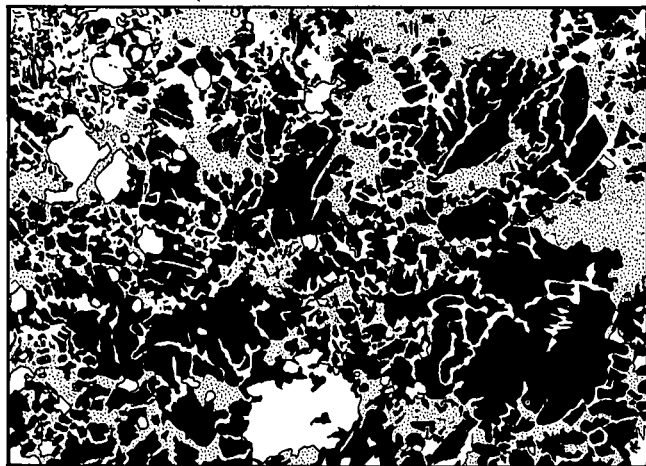


Abb. 11: Rauhwackiger Dolomit des Anis.
Schliff 8617, 1 Nicol; Fundort: 635 m nordnordöstlich Ort Kalkstein, vgl. Tab. 6, Horizont 4.
Schichtung parallel langer Bildkante.
Feinbrekziöser Dolomit = schwarz; dolomitische Matrix mit beginnender Calcitisierung des Bindemittels = punktiert; Löcher (linke Bildhälfte) = weiß.

des gleichen Horizontes 26 verdrängt Calcit zuerst den Dolomit in den Zwickeln und korrodiert dann die Porphyroblasten, die allmählich zu nebulösen Bereichen aufgelöst werden, so daß Calcit ein Netzwerk formt. Die freigesetzte kohlige Substanz wird bei der fortschreitenden Kristallisation von Calcit mit dessen Korngrenzen mechanisch verschoben und sammelt sich im Kern der verdrängten Kornaggregate. Die feinporösen Gesteine (Horizont 23) bestehen aus einem gleichkörnigen Pflaster von pseudodichroitischem, braunem Dolomit. Wie im Handstück deutlich zu erkennen ist, setzt hier die Calcitisierung von Haarrissen aus ein. Im Dünnschliff sind diese oft ohne scharfe Grenze ausgebildet. Von dort aus dringt Calcit in den Intergranularraum der Dolomitkörner ein und löste deren Kornbindung auf.

In sämtlichen Schliffen aus dem Rauhwackenpaket findet sich akzessorischer, meist einheitlich auslöschender Quarz mit Karbonateinschlüssen. Durchwegs greift der Calcit eckig in die mikro- bis feinkristallinen Körner ein und verdrängt bisweilen den Quarz bis auf winzige amöboidale Reste.

Fossilführung

Fossilspuren und gelegentliche deutlich kantengerundete Schalenbruchstücke mit feinprismatischer Calcitstruktur finden sich im gesamten Rauhwackenpaket. Fossilreich ist nur ein 0,50 m mächtiger Bereich (Horizont 11 in Tab. 7) nahe der Hangendgrenze im ladinischen Dolomit mit gelegentlich gut erhaltenen Individuen von Dasycladaceen mit teilweise calcitischem Gerüst. Es dürfte sich um *Diplopora annulatissimae* handeln. In einer calcitischen Matrix schwimmen, ohne sich zu berühren, dunkel gerundete Gebilde (0,2–0,3 mm Durchmesser), die sich bei stärkster Vergrößerung als konzentrisch-schalig aufgebaut erweisen.

Es könnte sich um Ooide handeln. Häufig füllen diese Gebilde die primären Hohlräume der Fossilbruchstücke:

Protozoa		
Foraminifera:	Lituolidae:	<i>Ammobaculites</i> sp.
	Trochamminidea:	<i>Trochammina</i> sp.
Metazoa		
Arthropoda:	unbestimmbare Ostracoden	
Mollusca:	Gastropoda:	<i>Omphaloptycha</i> sp.(?)
	Lamellibranchiati:	unbestimmbare Schalenreste
Tentaculata:	Brachiopoda:	unbestimmbare Schalenreste
Echinodermata:	Crinoidea:	unbestimmbare Stielglieder

2.3.4. Dolomite des Ladin

Die graublauen bis rosagrauen Dolomite des Ladin sind in ihrer Verbreitung auf den Permtrias-Hauptzug beschränkt. In der Ansicht vom Kalksteiner Tal prägen sie das für die Permtrias von Kalkstein bezeichnende Bild einer steil aus dem Altkristallin aufragenden Mauer. Im Aufschlußbereich sondern sich die Dolomite dünn- bis dickbankig (20–50 cm) ab. Allgemein sind die grubig-höckrigen Schichtflächen bräunlich bis rostrot belegt. Im Handstück überwiegt der Habitus einer kleinfragmentierten tektonischen Brekzie, die hauptsächlich dolomitisch, untergeordnet calcitisch verkittet ist. Zahlreiche Stylolithen nehmen eine variable Orientierung zur Schichtung ein. Dolomit-Dolomit- und Quarz-Dolomit-Teilgefüge sind mit Calcit-Teilgefügen in den Bänderkalken durchaus vergleichbar. Im Unterschied zu den Bänderkalken tritt kein Albit auf, dagegen neben den häufig senkrecht zur Schichtung gesproßten Hellglimmern akzessorischer Chlorit sowie häufiger Palisadenquarz.

3. Gliederung der polyphasen metamorphen und tektonischen Genese

3.1. Faltungsphase 1

Zu den erkennbar ältesten Relikten struktureller Veränderungen klastischer Sedimente gehören die porphyroblastischen Biotite (Biotit 1) in den feinkörnigen Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern. Diese Biotite mit sedimentärem Graphit-Intergefüge sind älter als die Hauptschieferung (Abb. 4). Die Faltungsphase ist durch die isoklinale Faltung von quarzitischen und Feldspat-Quarz-Lagen gekennzeichnet. Die Faltenachsen B_1 streichen schwerpunktmäßig 120° und fallen mittelsteil nach WNW ein. Fortschreitende Scherfaltung so wie einsetzende metamorphe Differentiation des Feldspat-Quarz-Glimmer-Gefüges in einzelne Feldspat-Quarz- bzw. Glimmer-Lagen führen zu einem achsenflächenparallelen Lagengefüge der Hauptschieferung sf_1 . Komplette Isoklinalfalten im Ausmaß einer ganzen Wellenlänge sind äußerst selten zu beobachten, da die Amplituden über 100 m hinausgehen. Außerdem werden quarzreiche Lagen im Bereich der Faltenflanken nahezu immer boudiniert, parallel B_1 rollgefaltet und von glimmerreichen Lagen der Hauptschieferung stromlinienförmig umflossen. Das Lagengefüge streicht im Mittel $120/45$ SW.

Erst nach der Faltung B_1 mit der Anlage der Schieferungsflächen sf_1 intrudieren schieferungsparallele Magmatite alkaligranitischer bis dioritischer Zusammensetzung. Ein „kaledonischer“ Isochronenalterswert von 436 ± 17 Mill. Jahren von dem mächtigen Metagranitkörper (SATIR, 1975), dessen östliche Ausläufer in das Gebiet von Kalkstein streichen, wird als Intrusionsalter gedeutet.

3.2. Faltungsphase 2

Die ursprünglich wohl einheitlichen Raumlagen der Schieferungsflächen erhalten die Geometrie spezialgefalteter syn- und antiformaler Großformen mit Wellenlängen im 100 m-Bereich.

Die Achsen B_2 dieser symmetrischen Gleitbiegefaltung streichen um die Schwerpunktlage von N45E und fallen mittelsteil nach SW. Wahrscheinlich synkinematisch kommt es zum Höhepunkt der prävariszisch begonnenen, druckbetonten Regionalmetamorphose. Die Metasedimente und die schieferungsparallel intrudierten Magmatite bilden typische Mineralparagenesen der Amphibolitfazies aus:

Staurolith + Granat + Biotit 2 + Muskovit + Quarz;
Biotit 2 + Disthen (nur in Disthen-Quarz-Knauern);
bzw. Plagioklas (An_{30}) + Hornblende + Biotit 2 + Kalifeldspat;
Plagioklas (An_{50}) + Hornblende.

Die Ausbildung der „Augentextur“ der Alkalimetagranite und des stengeligen Gefüges der Metagranodiorite fällt in diese Metamorphose.

SATIR (1975) kommentiert seine Altersbestimmungen am Metagranit von Bruneck: „Grob- und feinkörniger Muskovit, Biotit und Gesamtgestein des pegmatitischen Orthogneises definieren eine Mineralisochronie von 299 ± 12 Mill. Jahren. Dieser Alterswert gibt offensichtlich das Ende der variszischen Metamorphose an“. Im Westen von Kalkstein finden BORSI et al. (1973) ähnliche Alter.

Es folgt in einer Phase relativer tektonischer Ruhe eine retrograde Metamorphose in der Grünschiefer-Fazies. Mineralisationen von Klüften, die genetisch der Faltungsphase 2 zuzuordnen sind, zeigen folgende charakteristische Paragenesen:

Chlorit + Quarz + Klinozoisit;
Plagioklas (An_{0-5}) + aktinolithische Hornblende

Dazu kommen im Gestein die Serizitisierung von Staurolith bzw. Serizit + Epidotminerale als Umwandlungsprodukte von Plagioklas (An_{50-20}), ferner Chloritisierung von Hornblenden und Umwandlung des Biotits in Pennin.

3.3. Ausbildung der alpidischen Geosynklinale

3.4. Alpidische Orogenese (Faltungsphasen 3 bis 5)

Gefügeprägende Ereignisse, die sowohl im Altkristallin als auch in der Permotrias erkennbar sind, werden hier als alpidische Phasen beschrieben.

3.4.1. Phase

druckbetonter Niedrigtemperatur-Metamorphose

3.4.1.1. Überschiebung des tektonisch hangenden Altkristallins

Untersuchungen von Harnischstriemungen in der Permotrias, so wie im tektonisch hangenden bzw. liegenden Altkristallin, weisen einheitlich auf eine nach N-NNE auf-schiebende Bewegung aller Gesteinskomplexe. Die Über-fahrung der Permotrias durch Altkristallin vom Süden, bewirkt eine Abscherung von der kristallinen Basis, Ausbildung von Mylonitisierungszonen an den Grenzen des tektonisch hangenden bzw. liegenden Altkristallins.

3.4.1.2. Kennzeichen der druckbetonten Niedrigtemperatur-Metamorphose

Im ungestörten Altkristallin dominieren die Erscheinungen der Diaphthorese, so daß ausschließlich im Bereich der Permotrias an Veränderungen des Gefüges und der mineralogischen Zusammensetzung die druckbetonte Niedrigtemperatur-Metamorphose beschrieben wird:

- 1) Rekristallisation der Mylonitzonen an der tektonischen Hangend- bzw. Liegendgrenze mit quarzphyllitischem Habitus. Die Quarz-Illit-Teilgefüge entsprechen jenen der rekristallisierten Basisschichten. Kristallinitätsbestimmungen der Hellglimmer ergeben einen $2M_1$ -Serizit. Sekundäre Calcitisierung ist häufig anzutreffen.
- 2) Ausbildung eines schiefrigen Habitus der Basisschichten spitzwinklig zur Schichtung mit sehr guter Kristallinität der $2M_1$ -Hellglimmer. Häufig sekundäre Calcitisierung und Dolomitisierung mit dichter Imprägnation mit idiomorphen Rutil-Kristallen und akzessorischen idiomorphen Zirkonen.
- 3) Umwandlung tonmineralreicher Kalke zu feinschiefrigen bis dünnstengeligen Kalkphylliten. Retikulare $2M_1$ -Hellglimmer in reineren, tektonisch weniger durchbewegten Kalkbänken.
- 4) Brekzienbildung stark bituminöser Dolomite mit anschließender Rekristallisation und Calcitisierung führen zur Entstehung der rauhwackigen Dolomite. LEINE (1971) nimmt hierfür die Bedingungen einer sehr schwachen Metamorphose an.
- 5) Drucklösung erzeugt in den bankigen Dolomiten tiefgreifende Stylolithen unterschiedlicher Orientierung. Ton- und quarzmineralische Lösungsrückstände sowie die tonigen Zwischenlagen der reinen und der rauhwackigen Dolomite erfahren eine Umbildung zu einem geregelten Quarz-Hellglimmer-Gefüge mit quarzphyllitischem Habitus. Meist alternierend im 0,5 mm-Bereich mit Calcit-Dolomit dürften die oft mehr als 10 cm starken phyllitischen Zwischenlagen zur Hauptsache vom Lösungsrückstand plattiger Dolomite herrühren und nur zum geringen Teil sedimentäre Strukturen abbilden. Hellglimmer und akzessorischer Chlorit sprossen häufig richtungsunabhängig von der sedimentären Absonderung der reinen Dolomite.

3.4.2. Faltungsphase 3

3.4.2.1. Tektonische Teilgefüge

Frühestens am Höhepunkt der Niedrigtemperatur-Metamorphose durchsetzt die Faltungsphase 3 sämtliche Gesteinskomplexe. Die Faltenachse B_3 taucht mit gleicher räumlicher Orientierung wie B_2 flach bis mittelsteil nach SW. Die resultierenden tektonischen Teilgefüge sind abhängig von der mechanisch wirksamen Kompetenz und Anisotropie der Gesteine:

- 1) In mechanisch kompetenten Gesteinen des Altkristallins (Quarz-Feldspat-Gneise, Quarzite und Metamagmatite) und in den dolomitischen mit rauhwackigen Gesteinen der Permotrias tritt, domänenweise gehäuft, eine engständige Bruchschieferung in ($h00$) von B_3 (Abb. 6 und 12) auf.
- 2) In den glimmerreichen Staurolith-Granat-Oligoklas-Schiefern erscheint eine mm-ständige Knickfaltung, megaskopisch als feine Runzelung der Hauptschieferungsflächen (sf_1) kenntlich. Die Achsenebenen

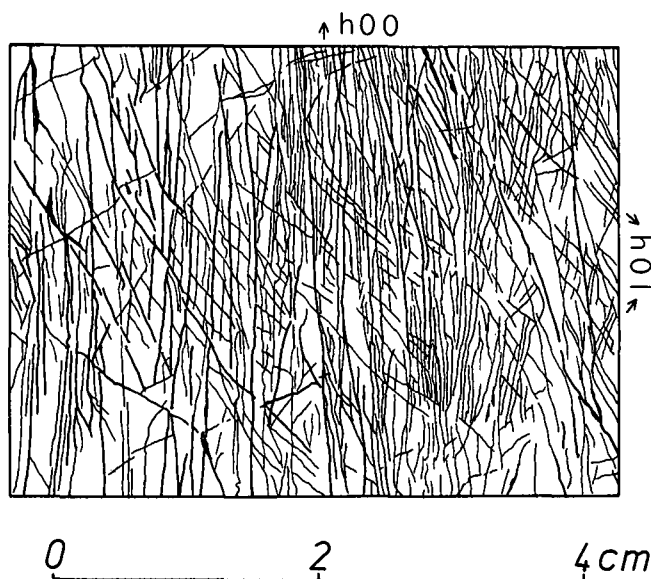


Abb. 12: Bruchschieferung im Dolomit des Anis, in Blickrichtung der Faltenachse. Man erkennt die engstündigen h00-Flächen der Klüftungsschieferung und die h01-Diagonalklüfte.
Fundort: nördlich Ort Kalkstein in der Umgebung von Punkt 1845 m, vgl. Tab. 5, Horizont 15.

der Knickfalten markieren ähnlich der Bruchschieferung ein parallelfächiges Gefüge. Dieses Gefüge steht senkrecht zur Hauptschieferung und parallel zur Bruchschieferung. Die quarzphyllitisch rekristallisierten Mylonite des Altkristallins aus dem Bereich der tektonischen Liegend- bzw. Hangendgrenze zur Permotrias, bilden B_3 -Spitzfalten mit Amplituden von mehreren Zentimetern und durchgescherter Faltenebene. Die anisischen Bänderkalke mit feinhohem Wechsel phyllitischer und calcitischer Lagen erfahren eine B_3 -Spitzfaltung mit zerscherter Achsenebene. Es treten aber auch Gleitbiegefalten mit Amplituden im Dezimeterbereich auf, die parallel zur Achsenebene engständig zerschert sind. In den Scherflächen finden sich Neubildungen von Hellglimmern. Die anisischen Kalkphyllite werden durch Feinfältelung und engständige Diagonal-Klüfte abschnittsweise stengelig parallel B_3 zerlegt.

3.4.2.2. Petrographische Teilgefüge der Faltungsphase 3

- 1) Bruchschieferung: Das Mikrogefüge wird durch die Bruchschieferung glatt bis niedrig auslaufend durchschnitten. In den saueren Gesteinen des Altkristallins (Quarzite, Quarzfeldspat-Gneise und Metagranite) füllen Quarzmörtel die Dehnfugen der Bruchschieferung; in den basischen Metagranodioriten mineralisieren Stilbit, Heulandit, Prehnit, Laumontit und Calcit; in den anisischen und ladinischen Dolomiten schließt später Calcit die Fugen der Bruchschieferung.
- 2) Knickfaltung: Die Glimmer der altkristallinen Schiefer und der rekristallisierten Phyllomylonite werden scharf gebogen oder geknickt. Hellglimmer rekristallisieren und zeichnen polygonal die Mikrofallen nach. Hellglimmerneubildungen sind parallel zur Bruchschieferung orientiert. Quarz wird mobilisiert und rekristallisiert pflasterförmig vornehmlich im Scheitel der Mikrospitzfalten.
Die Hellglimmer der anisischen Kalkphyllite erreichen eine bevorzugte Mineralstreckung parallel B_3 ,

während in den Bänderkalke entlang der parallelen Scherbahnen der Gleitbiegefaltung wie in den Basischichten Quarz-Hellglimmer-Teilgefüge entstehen. Wie die Rekristallisation der Hellglimmer und Schließung der Mikroklüfte durch Prehnit und Laumontit zeigen, überdauert die Niedrigtemperaturmetamorphose die Faltungsphase 3.

3.4.3. Faltungsphase 4

Eine regionale Einengung in NNE–SSW-Richtung wird der Faltungsphase 4 zugeordnet. Die vorherrschenden tektonischen Teilgefüge sind durch steile Störungszonen (N110E streichend) in Form listrischer Aufschiebungen getrennte syn- und antiformale Großfalten (Faltenachsen B_4 : N120E streichend und flach bis mittelsteil NW abtauchend).

3.4.3.2. Tektonische Gliederung in Teilzonen

Parallele Teilzonen, die von Süden nach Norden aufeinander folgen, lassen einen symmetrischen großtektonischen Baustil erkennen:

- 1) Zone A verläuft entlang der Linie Pürglers Künke über Kalksteiner Eck zur Alfen Alm (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 1 und 2). Diese etwa 100 m breite Zone markiert den Bereich eines diskordanten Aneinanderstoßens zweier tektonischer Homogenbereiche von B_2 , das im Norden N45E, im Süden N70E streicht. Von Süden her kommt es in dieser Zone zur Externrotation der B_2 -Achsen durch flach WNW-tauchende B_4 -Achsen. Die Amplituden der Falten liegen im Zehnermeter-Bereich. Nach Norden zu kommt es zur völligen Übersättigung der B_2 -axialen Symmetrien durch steiflankige B_4 -Falten von ca. 1 m Amplitude, die sich schließlich in kleine Spitzfalten auflösen. Die nördliche Zonengrenze ist die aufschiebende Hauptstörung.
- 2) Zone B verläuft zwischen Zone A und der Permotrias (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 6, 7 und 8). Dieser Bereich ist gekennzeichnet durch zunehmend steileres Abtauchen der B_2 -Klein- und Großfalten mit Annäherung an die Permotrias, entsprechend einer Rotation durch eine synformale B_4 -Quergroßfaltung.
- 3) Zone C der Permotrias und der tektonische Hangend- bzw. Liegendgrenze zum Altkristallin (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 17). Vergleichbar der Zone A stellt diese Zone der Permotrias den Bereich des Aneinanderstoßens zweier tektonischer Einheiten, dem tektonisch hangenden und dem tektonisch liegenden Altkristallin, dar. Mit Annäherung an die Permotrias werden die B_2 -Gefügeelemente passiv rotiert sowie die durch B_3 verfalteten Phyllomylonite einem synformalen B_4 -Faltenbau von ca. 20 m Wellenlänge unterworfen. Im Nahbereich zur Permotrias dominieren B_4 -Spitzfalten, die dann durch texturlosen, tonartigen Mylonit von wenigen Dezimeter Mächtigkeit abgelöst werden. Die Störung selbst entspringt einer Wiederbetätigung der Überschiebungsfäche des tektonisch hangenden Altkristallins. Entsprechend der „Regel von der Stauchfaltengröße“ formt das mächtige Paket der stratigraphisch hangenden dolomitischen Gesteine einen B_4 -Großfaltenbau mit Amplituden von über 100 m, während die rhythmisch sedimentierten, leicht aufblätternden Bänderkalke, Basis-

schichten und Phyllomyonite des tektonisch liegenden Altkristallins einen B_4 -Faltenbau mit Wellenlängen und Amplituden im Dezimeter-Zehnermeter-Bereich aufweisen (vgl. Ab. 7). Die B_3 -Achsen der Bänderkalke und Phyllomyonite werden durch B_4 rotiert analog wie die B_2 -Achsen durch die B_4 -Querfaltung im Altkristallin.

- 4) Zone D verläuft zwischen der Permotrias und der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramme 16, 15, 14 und 13). Vergleichbar Zone B kommt es zu stetiger Verflachung der B_2 -Groß- und Kleinfalten mit der Entfernung von der Permotrias, entsprechend einer Rotation durch eine antiformale B_4 -Großstruktur.
- 5) Zone E verläuft entlang der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 11). Die tektonische Ausbildung dieses Bereiches ist mit der Zone A identisch.
- 6) Zone F verläuft nördlich der Bodenbach-Linie (vgl. Tektonische Karte, Beilage 2: Teilbereichsdiagramm 10 und 12). Die nördlich der Bodenbach-Linie folgende Umrahmung des Roßtalkares zeigt einen ungestörten Aufbau mit steil SSW-tauchenden B_2 -Achsen.

3.4.3.2. Begleitende Vorgänge der Faltungsphase 4

Als Folge der regionalen NNE–SSW-Einengung erleiden die B_4 -Großstrukturen eine Querdehnung in Achsenrichtung B_4 , d. h. in WNW–ESE-Richtung. In gebankten Dolomiten und Bänderkalcken kommt es zu parallelscharigen Blattverschiebungen im Schichtstrei-

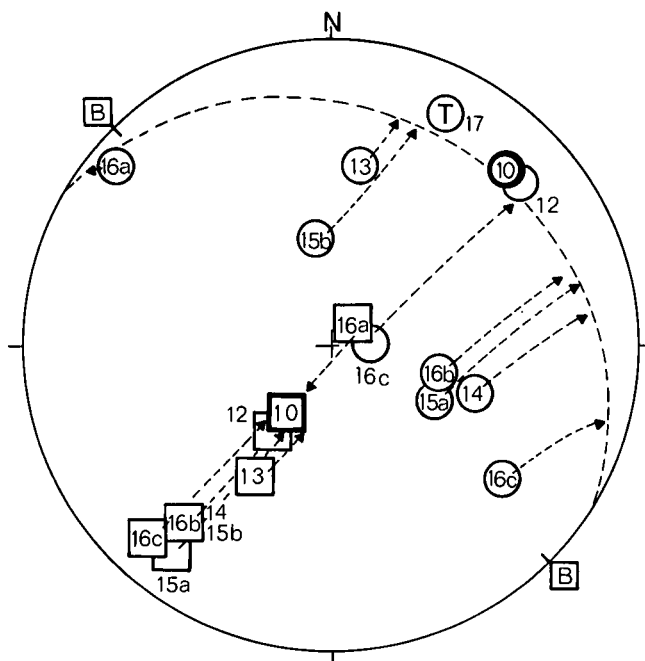
chen, verbunden mit Gleitlinnenbau und Einspießung in das Altkristallin. Entlang der subvertikalen Gleitflächen bewegt sich das tektonisch Hangende nach ESE. Die glimmerreichen Granat-Stauroolith-Schiefer werden vor allem im Bereich der Kerlsnitz um boudinierte Metagranite steilachsrig rotiert.

3.4.4. Faltungsphase 5

Fließende Übergänge von Faltungs- zur Bruchtektonik finden sich sowohl im Altkristallin als auch in der Permotrias. Zumeist als Folge von Stauchungen von Schieferungs- bzw. Schichtflächen an flachen synthetischen Scherflächen bilden sich Stauchfalten. Ihre Faltenachsen B_5 tauchen mit nur geringer Streuung flach W bis WNW. Generell gilt für die Stauchfaltung ein nach NNE-aufschiebender Bewegungssinn. Diese Stauchfalten stellen in Bezug auf die Faltungsphase 4 ein genetisch jüngerer Gefügeelement dar. Genauere Untersuchungen liegen darüber bisher nicht vor. Für die jüngere tektonische Geschichte der Alpen, besonders für die Deckentransporte, können sich in der Zukunft wichtige Erkenntnisse aus einer Bearbeitung dieser Stauchfalten ergeben.

3.4.5. Tektonische Diagramme der Faltungsphasen 2 bis 5

Aus der Vielzahl von Diagrammen einer detaillierten tektonischen Analyse wurden fünf Diagramme (Abb. 13–16) ausgewählt, um die Überlagerungssymmetrien der Faltungsphasen 2 bis 5 zu verdeutlichen.

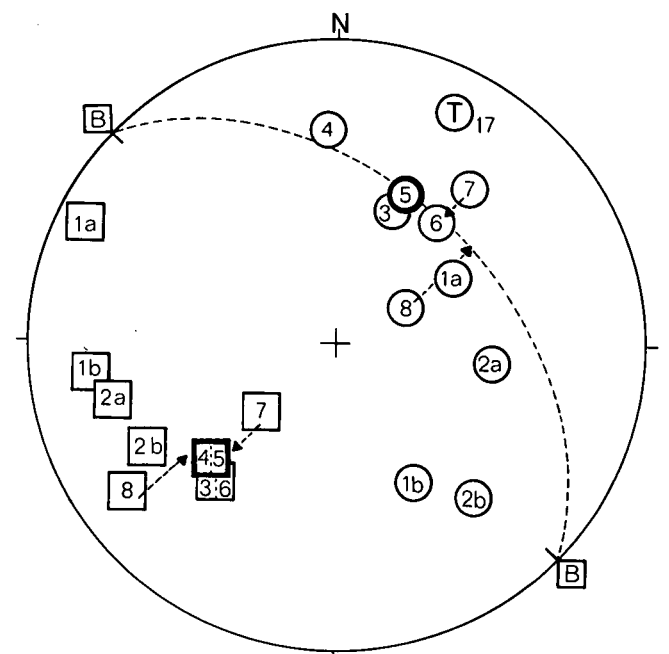


Nördlich der Permotrias

○ Polmaxima der Schieferung

□ B_2 -Achsenmaxima

⊠ Geometrische Rotationsachse



Südlich der Permotrias

↘ Richtung und Ziel der Transformation

1-17 Nrn. der Diagramme der Tektonischen Karte

T 17 Permotrias

Abb. 13: Sammeldiagramme zur Tektonik des Altkristallins nördlich und südlich der Permotrias.

3.4.5.1. Geometrische Zusammenhänge der Faltungsphasen B_4 und B_2

Es wird durch geometrische Transformationen von Gefügedaten versucht, einen Zusammenhang der einzelnen geographischen Teilbereiche der großräumigen Faltenstrukturen herzustellen. Die Geländedetailbeobachtungen sollen so zu einem einheitlichen Bild zusammengefügt werden. Es hat sich als sinnvoll herausgestellt, die Teilbereiche des Altkristallins nördlich der Permotrias getrennt von jenen südlich der Permotrias zu analysieren.

Die Sammeldiagramme (Abb. 13) enthalten die Projektionen der Polpunktmaxima der Schieferungsflächen sf_2 und der B_2 -Achsenmaxima im Altkristallin nördlich und südlich der Permotrias. Die Numerierung entspricht den Diagrammen der Teilbereiche der tektonischen Karte (Beilage 2). Teilbereiche mit mehreren Maxima sind aufgeschlüsselt, wie z. B. 16a, 16b und 16c.

1) Das Altkristallin nördlich der Permotrias
Der Teilbereich 10 (westliche Umrahmung des Roßtalkares) ist repräsentativ für ein generelles sf_2 -Pol- und B_2 -Achsenmaximum, ermittelt aus sämtlichen Teilbereichen 10 bis 16c. Die Punktlage des B_2 -Achsenmaximums wird als Referenz genommen. Durch geometrische Transformationen werden die B_2 -Achsenmaxima der anderen Teilbereiche in diese Referenzpunktlage 10 (fettes Quadrat) überführt. Die dazugehörigen sf_2 -Polmaxima folgen diesen Bewegungen mit gleichen Winkelbeträgen und Richtungen. Die transformierten sf_2 -Polmaxima ordnen sich zu einem π -Kreis, dessen π -Pol mit der B_2 -Referenzpunktlage 10 zusammenfällt. Es läßt sich geometrisch eine horizontale Rotationsachse B mit der Raumlage $N135E$ ableiten.

2) Das Altkristallin südlich der Permotrias
Diese oben dargestellten geometrischen Operationen werden auch auf dem Sammeldiagramm „Südlich der Permotrias“ (Abb. 13) vollzogen. Referenz für das jeweils generelle sf_2 -Pol- und B_2 -Achsenmaximum aller Teilbereiche 1a bis 8 ist der Teilbereich 5. Unter der Annahme einer, wie im Bereich „Nördlich der Permotrias“ horizontalen geometrischen Rotationsachse B , ermittelt sich ein π -Kreis, dessen π -Pol mit dem B_2 -Achsenmaximum 5 zusammenfällt. Die Teilbereiche 1a, 1b, 2a und 2b gehen jedoch mit diesen geometrischen Beziehungen nicht konform, weil sie um boudinierte Metagranitkörper steilachsig rotiert sind.

3) Symmetrologische Interpretation
Die aus den Sammeldiagrammen (Abb. 13) abgeleiteten geometrischen Symmetrien lassen sich wie folgt interpretieren:

- Die geometrischen Rotationsachsen B bzw. B' sind genetisch jünger als die Faltung B_2 . Die Rotationsachse B ist durch ihre NW-SE-Orientierung eindeutig der Faltungsphase B_4 zuzuordnen.
- Prädeformativ in Hinblick auf die Faltungsphase B_4 erweist sich das Altkristallin nördlich und südlich der Permotrias als homogener Gesamtbereich in Bezug auf die Richtungskonstanz der Faltenachsen B_2 . Aus den geographischen und den geometrischen Verteilungen der sf_2 -Polmaxima ergeben sich Systeme spezialgefalteter syn- und antiformaler B_2 -Großfaltenstrukturen mit Vergenz bis Überkipfung nach NW.

- Die Faltungsphase B_4 bewirkt differentielle Rotationen der Gefügeelemente sf_2 und B_2 und erzeugt im Altkristallin nördlich der Permotrias B_2 -Achsenkulmination und südlich der Permotrias B_2 -Achsendepressionen.
- Die Faltung nach B_4 hat lokale Querdehnungen mit differentiellen Rotationen um subvertikale Achsen zur Folge.

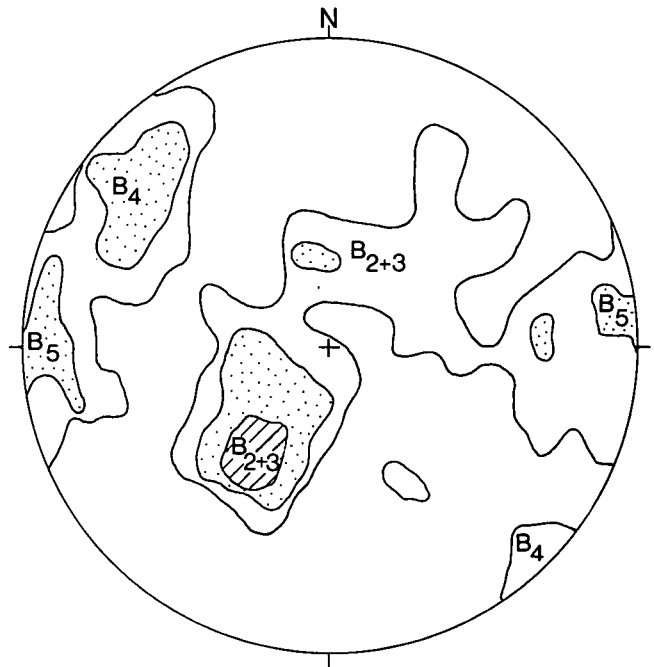


Abb. 14: B-Achsendiagramm Altkristallin, Roßtalkar, Teilbereich 11 der Tektonischen Karte (Tafel 2).

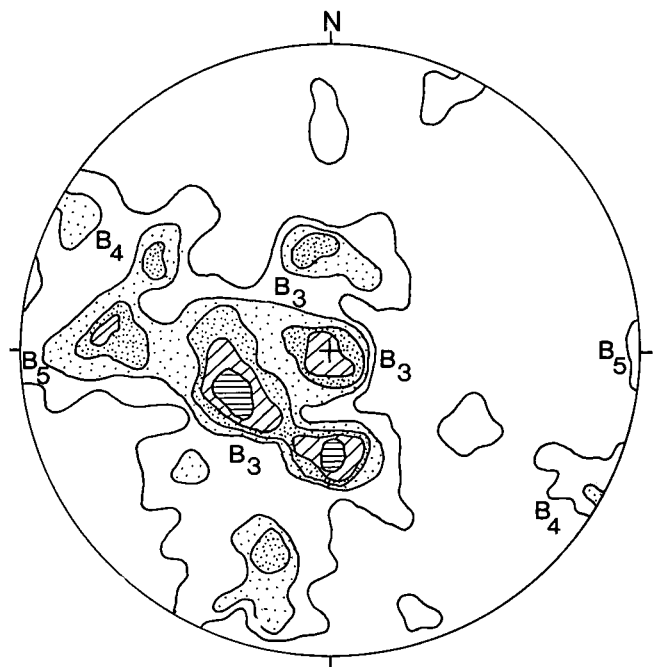


Abb. 15: B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias.

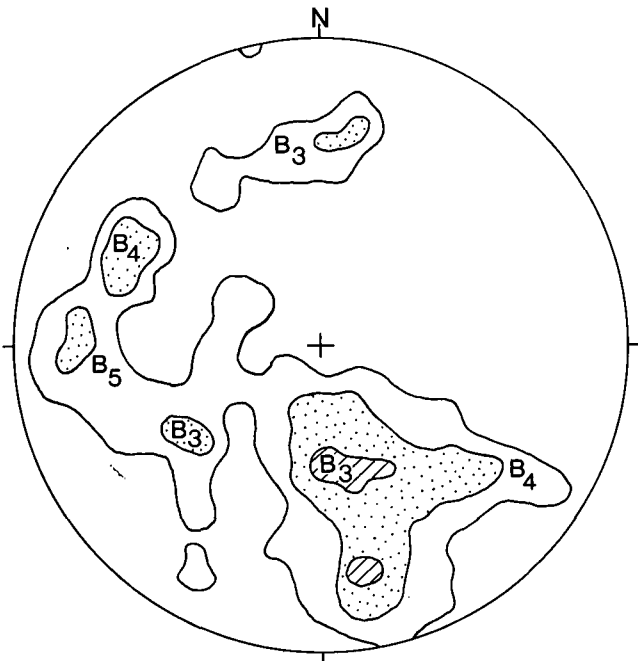


Abb. 16: Beta-Diagramm Permotrias.

3.4.5.2. Vergleichende Betrachtung der B-Achsenverteilungen von Altkristallin und Permotrias

Gegenübergestellt werden:

- 1) Abb. 14: B-Achsendiagramm Altkristallin, Roßtalkar, Teilbereich 11 der Tektonischen Karte (Beilage 2: westlicher Abschnitt der Zone E der Bodenbach-Linie)
- 2) Abb. 15: B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias
- 3) Abb. 16: Beta-Diagramm Permotrias: Aus dem Gesamtbereich der Permotrias wurden aus 591 Schichtflächen-Messungen 41 gewählt, deren Raumlagen vom generellen Streichen und Fallen stark abweichen. Im SCHMIDT'schen Netz wurden diese 41 Großkreise zum Schnitt gebracht, und die Schnittpunkte ausgezählt. Durch die Beschränkung auf stark abweichende Schichtflächen-Raumlagen resultiert ein klares Bild der Schnittlinien-Verteilungen als mögliche Deformationsachsen B. Die Indizierung der Schnittlinien-Maxima mit B₃, B₄ und B₅ ergibt sich aus dem Vergleich mit dem B-Achsen-Sammeldiagramm der Permotrias.

Aus der vergleichenden Betrachtung der B-Achsenverteilungen vom Altkristallin und der Permotrias lassen sich folgende symmetrische Beziehungen erkennen:

- Sowohl im Altkristallin als auch der Permotrias liegen die absoluten Maxima in den steil SW-tauchenden Achsen. Externrotationen nach flach WNW-abtauchenden B₄-Achsen lösen die absoluten Maxima zu Gürteln in Richtung NNE-SSW auf. Die genetisch älteren, von B₄ verstellten Faltenachsen sind im Altkristallin der Phase B₂ (N45E) und mit gleicher Orientierung der Phase B₃ zugehörig, in der Permotrias nur der Phase B₃.
- Es lassen sich im Altkristallin und der Permotrias gemeinsam die flach WNW- bis NW-abtauchen-

den B₄-Achsen und die flach W-abtauchenden genetisch jüngsten Stauchfalten B₅ ausscheiden.

- Die Ausbildung durchaus übereinstimmender Teilgefüge in Altkristallin und Permotrias in den Phasen 3 und 4 läßt auf eine Einfaltung der Permotrias in das Altkristallin in parautochthoner Lage schließen. Keinesfalls liegt ein abgescherter Span einer Deckenüberschiebung vor.

3.4.5.3. Blockbild zur Tektonik

Die Abbildung 17 stellt eine Zusammenschau des Baues der Umgebung von Kalkstein dar. Aus diesem Bild geht hervor, daß die Schlingentektonik im Sinne SCHMIDEGG'S (1937) eine Überlagerung von B₂- und B₄-Großstrukturen ist. Die Permotrias ist in die B₄-Großfaltung eingebunden.

4. Weitere Permotrias-Vorkommen außerhalb des Bereiches der geologischen Karte

Nördlich vom Hof Pichler befinden sich am Ausgang des Grafenbaches zwei weitere sehr kleine Permotrias-Vorkommen, 65 m voneinander entfernt. Geographische Koordinaten der Österreichischen Karte 1:25.000, Blatt 178/3 Außervillgraten: 12°23'40" östlich von Greenwich; 46°48'18" nördlicher Breite.

- 1) Von SENARCLENS-GRANCY (1936) entdeckt und von SCHMIDEGG (1937) beschrieben existiert an der orographisch linken Seite des Grafenbaches in 1400 m Höhe ein gering ausgedehntes, etwa 5 m mächtiges Paket von:

- ca. 3,5 m Bänderkalk, zum stratigraphisch Liegenden dünnplattig aufblättern;
- ca. 1 m karbonatführende Basisschichten;
- 0,5-? m feinkiesige Basiskonglomerate

Tektonisch stellt dieses Vorkommen die W-Flanke (ss=160/73 ENE) und die Sohle (ss = 118/66 NNE) einer unvollständig erhaltenen tektonischen Mulde dar, deren B-Achse steil N- bis NNE in das tektonisch hangende Altkristallin abtaucht. B-Achsenmessungen im Altkristallin und der Permotrias zeigen eine Streuung von steil NNW- bis steil NNE-Abtauchen der Faltenachsen. Das tektonisch hangende Altkristallin verschleiert durch eine intensive Spezialverfaltung einen der Permotrias analogen Muldenbau. Habitus und Raumlage der Spezialfaltung des Altkristallins und der Permotrias lassen auf die gemeinsame Faltungsphase B₃ schließen. Das tektonisch liegende Altkristallin ist nicht aufgeschlossen.

- 2) Bisher noch nicht beschrieben ist ein Vorkommen von Permotrias in der Wiese 65 m westlich der Scholle vom Grafenbach. Auf 10 m Länge bei 3,5 m Mächtigkeit stehen nochmals feinkiesige Basiskonglomerate an. Im Aufschlußbereich herrscht der Eindruck eines in Längserstreckung tordierten Bandes. In dem Abschnitt mit saigerer Stellung ist das Streichen N85E. Geometrisch läßt sich eine steil E-abtauchende Deformationsachse ableiten. Tektonisch liegendes bzw. hangendes Altkristallin ist nicht aufgeschlossen.

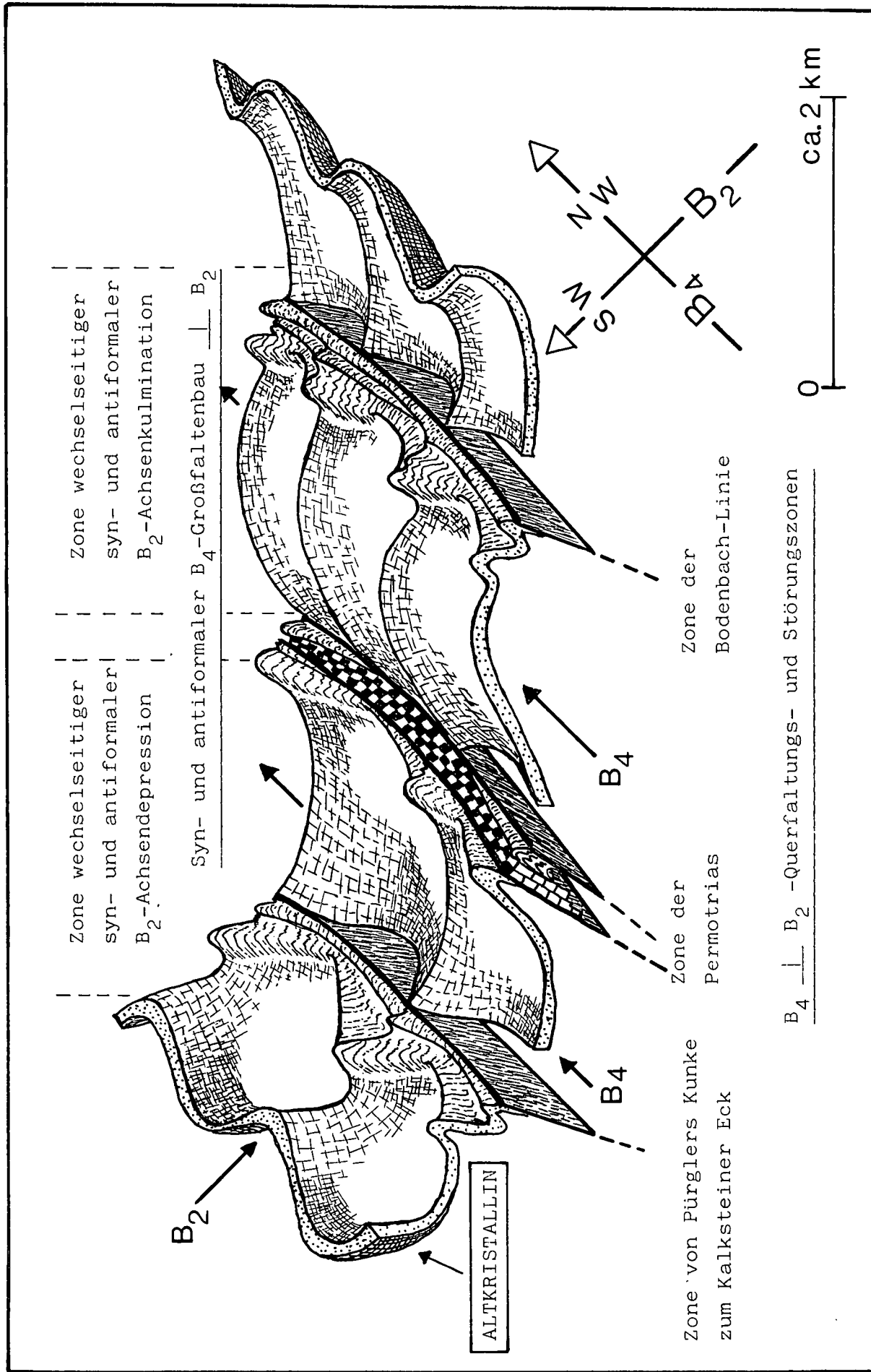


Abb. 17: Die Tektonik des Altkristallins der Gegend von Kalkstein. Schematisiert unter Hervorhebung der Interferenzmuster erstens von B₄-Großfalten, zweitens von B₄-Querfaltungs- und Störungs-zonen jeweils mit dem älteren B₂-Faltenbau.

Dank

Die Verfasser schulden Herrn Dr. B. LAMMERER und Dr. N. GROHMANN für die kritische Durchsicht des Manuskriptes Dank.

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: Tectonics of the crystalline basement of the dolomites in North-Italy. — *Geologica Ultraiectina*, **8**, 1–232, Utrecht 1961.
- AMSTUTZ, G. C. & BUBENICEK, L.: Diagenesis in sedimentary mineral deposits. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*. — *Developments in Sedimentology*, **8**, Amsterdam 1967.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — *Geol. Rundschau*, **61**, 349–395, Stuttgart 1972.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **148**, 50–137, Stuttgart 1975.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K.: The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. Report on a meeting. — *N. Jb. Paläont. Abh.*, **159**, 87–112, Stuttgart 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the South of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **12**, 549–571, Pisa 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aprites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). — *N. Jb. Miner. Mh.*, **11**, 501–514, Stuttgart 1980.
- CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H.: Diagenesis of carbonate rocks. — In: LARSEN, G., CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 179–322, Amsterdam 1967.
- CLIFF, R. A.: U-Pb isotopic evidence from zircons from lower Paleozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. — *Contr. Mineral. Petr.*, **71**, 283–288, Heidelberg 1980.
- DAPPLES, E. C.: Diagenesis of sandstones. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 91–125, Amsterdam 1967.
- ENGELHARDT, W. V.: Interstitial solutions and diagenesis in sediments. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in Sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 503–521, Amsterdam 1967.
- FAIRBRIDGE, R. W.: Phase of diagenesis and authigenesis. — In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): *Diagenesis in Sediments*, *Developments in Sedimentology*, **8**, 19–89, Amsterdam 1967.
- FOSTER, M. D., BRYANT, B. & HATHAWAY, J.: Iron-rich muscovitic mica from the Grandfather Mountain Area, North Carolina. — *Amer. Mineral.*, **45**, 839–851, Washington 1960.
- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lucmanier-Gebiet. — *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Neue Folge*, **137**, 1–160, Bern 1960.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian – Variscan cycle. — *Geol. Rundschau*, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — Teil 2: *Sedimentpetrologie* 1–726, Stuttgart 1970.
- FURLANI, M.: Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Penser Tal in Südtirol. — *Denkschr. math.-naturw. Kl. Akad. Wissensch.*, **34–54**, Wien 1921.
- GUHL, M. & TROLL, G.: Mehrphasige Faltengefüge in Altkristallin und Permotrias von Kalkstein in Osttirol, Österreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, 45–52, Wien 1977.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. — *Mem. Sci. Geol.*, **4**, 273–300, Padova 1981.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. — *Geol. Rundschau*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). — *Geol. Rundschau*, **73**, 113–129, Stuttgart 1984.
- KLEBELSBERG, R. V.: *Geologie von Tirol*. — 1–872, Berlin 1935.
- KRUMM, H.: Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge – ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. — *Geol. Rundschau*, **73**, 223–258, Stuttgart 1984.
- LEINE, L.: Rauhewacken und ihre Entstehung. — *Geol. Rundschau*, **60**, 488–524, Stuttgart 1971.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and sandstones. — 1–618, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1972.
- PISTOTNIK, J.: Die Deferegger Alpen. — In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 348–350, Wien – New York (Springer) 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine history of the Austridic basement of the Eastern Alps. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **22**, 176–199, Wien 1975.
- RIEDMÜLLER, G.: Genese und Charakteristik der Rauhewacken im Pitztal (Niederösterreich). — *Geol. Rundschau*, **65**, 290–332, Stuttgart 1976.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the South of the Tauern Window between Mules and the Iseltal: A panorama on recent results. — In: SPP der DFG „Geodynamik des mediterranen Raumes“, *Vortragszusammenfassungen Kolloquium, Trento* 1973.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Aspetti dinamici dell'evento „Caledoniano“ nell'Austroalpino a sud della finestra dei Tauri. — *Mem. Museo Tridentino di Scienze Naturali*, **20**, 6–30, Trento 1974.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Dissertation Universität Bern*: 1–84, Bern 1975; *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **30**, 1975.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. — *Geol. Rundschau*, **65**, 394–409, Stuttgart 1976.
- SCHINDLMAYR, W. E.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauts-Stilfes in Südtirol. — *Diss. Univ. München*: 1–113, München 1968.
- SCHMIDEGG, O.: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, Wien 1936.
- SCHMIDEGG, O.: Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 111–132, Wien 1937.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Aufnahmen 1957 auf Blatt St. Jakob i. Def. (171). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1958**, 260–261, Wien 1958.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Aufnahmebericht über Blatt Hopfgarten i. Def. 1 : 50.000. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1936/36**, Wien 1936.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, **52**, Bern 1924.
- TELLER, F.: Neue Vorkommen diploporführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereich der altkristallinen Schichtreihe Mitteltirols. — *Verh. Geol. R.-A.*, **1883**, 1–3, Wien 1883.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 1–256, Wien (Deuticke) 1963.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F. mit einem geochronologischen Beitrag von BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D.: Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe Osttirols. — *Geol. Rundschau*, **65**, 483–511, Stuttgart 1976.

WHITTEN, E. H. T.: Structural geology of folded rocks. – 1–663, Chicago (Rand McNally) 1966.

WINKLER, H. G. F.: Abolition of metamorphic facies. Introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a

classification based on isogrades in common rocks. – N. Jb. Mineral. Mh., 1970, 189–248, Stuttgart 1970.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Mai 1986.